



Interaction Surface-Atmosphère en Planétologie Comparée : Application à la formation des dunes.

Erwan Reffet

► To cite this version:

Erwan Reffet. Interaction Surface-Atmosphère en Planétologie Comparée : Application à la formation des dunes.. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2010. Français. NNT : . tel-00656378

HAL Id: tel-00656378

<https://theses.hal.science/tel-00656378>

Submitted on 4 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Interaction Surface-Atmosphère en Planétologie Comparée : Application à la formation des dunes.

École doctorale d'Astronomie et Astrophysique d'Ile de France

Thèse de doctorat de l'université Paris Diderot

spécialité : Astrophysique et méthodes associées

soutenue le 12 mai 2010 par

· **Erwan REFFET** ·

Membres du jury :

PRÉSIDENTE :	Cécile Ferrari	(Université Paris Diderot)
RAPPORTEURS :	Pascal Allemand	(Université Lyon 1, ENS-Lyon)
	Clément Narteau	(IPGP)
EXAMINATEUR :	David Rubin	(USGS)
DIRECTEUR :	Marcello Fulchignoni	(Université Paris Diderot)
CO-DIRECTEUR :	Sylvain Courrech du Pont	(Université Paris Diderot)

Directeur de thèse : Marcello Fulchignoni

Co-directeurs : Sylvain Courrech du Pont et Pascal Hersen

Laboratoire d'Études Spatiales et d'Instrumentation
en Astrophysique (LESIA) - UMR 8109



Laboratoire Matière et Systèmes Complexes
(MSC) - UMR 7057



Abstract

In this manuscript, we look at the interaction between surface and atmosphere. More specifically, we deal with the formation of dunes in the Solar System. We use laboratory experiments to produce downsized dunes under controlled conditions and a numerical model completes this experimental approach. These tools allow the study the formation of dunes and to follow their evolution.

We highlight the formation of transverse dune fields and longitudinal dune fields under symmetrical bimodal wind regimes respectively for small and large angular separation between the two directions of wind. The transition between these two kinds of bedform occurs around an angle of 90° but is shown to depend on the wind regime period. For short period, in comparison to the time-scale of the adaptation of the dunes to instantaneous wind, the transition is shifted towards the small angular separations. This behavior goes with a more efficient coarsening of the longitudinal dunes fields. This study is followed by a work on solitary structures which emphasizes the difference of long-term stability of transverse and longitudinal dunes. When the latter remain stable, the former are instable and break into barchans (or barchanoids) when the sand supply, or the quantity of sand available, is too low. Under these bimodal wind regimes, the evolution of a sand pile leads to a great variety of morphologies. Barchanoids which shape depends on the angle between the two winds are formed for small angular separation. For an angle of 90° a “chestnut”-like dune is sculpted and a longitudinal extension develops for larger angular separations. The growth of this solitary longitudinal dune reemphasizes that the longitudinal morphology is an attractor in its domain of formation. Finally, our results are compared with dune observations and used to constrain wind regimes globally on Titan and locally on Mars.

Résumé

Dans ce manuscrit, nous nous intéressons aux interactions entre surface et atmosphère et plus spécifiquement à la formation de dunes dans le Système Solaire. Pour mener notre étude, nous procédons à des expériences en laboratoire qui reproduisent des dunes à l'échelle réduite et de manière contrôlée. Ces expériences sont accompagnées d'une étude par modélisation numérique. Ces deux outils nous permettent d'étudier la formation des dunes mais également d'en suivre l'évolution.

En utilisant des régimes bimodaux et symétriques de vents, nous mettons en évidence la formation de champs de dunes transverses et de champs de dunes longitudinales pour de faibles et grandes séparations angulaires respectivement. Notre étude montre que la transition entre ces deux domaines se situe proche d'un angle de 90° mais dépend de la période choisie pour le régime de vents par rapport au temps caractéristique d'adaptation des structures. Cette transition est décalée vers les faibles séparations angulaires pour les courtes périodes et s'accompagne d'un mûrissement plus rapide des structures longitudinales. L'étude sur les champs de dunes est approfondie par un travail sur les dunes isolées qui souligne la différence de stabilité des dunes transverses et longitudinales à long terme. Les premières deviennent instables et se cassent en barchanes (ou barchanoïdes) lorsque l'apport de sable, ou la quantité de sable mobilisable, est trop faible alors que les dunes longitudinales restent stables. Sous ces régimes bimodaux de vents, l'évolution d'un tas de sable aboutit à une grande diversité de morphologies. Des barchanoïdes, dont l'aspect évolue avec l'augmentation de l'angle entre les vents, sont formées pour de faibles séparations angulaires. Pour un angle de 90° une dune en forme de “châtaigne” est modélisée et une extension longitudinale se développe pour des angles plus importants soulignant le côté attracteur de la structure longitudinale pour ce domaine de régimes de vents. Enfin, nos résultats permettent d'utiliser les dunes pour contraindre les régimes de vents lorsque des mesures directes ne sont pas possibles. Ainsi, elles représentent une contrainte à l'échelle globale sur Titan et nous donnent des informations locales à la surface de Mars.

Je souhaite remercier l'ensemble des personnes qui m'ont permis de mener ce travail à bien. Que ce soit mes encadrants, mes collègues, mes amis ou ma famille, je leur dois énormément. Je tiens également à remercier les membres de mon jury pour avoir accepté cette charge ainsi que pour l'ensemble des échanges et discussions qui en ont découlé.

Table des matières

Abstract	3
Résumé	3
Table des matières	7
Préambule	11
1 Les dunes dans le Système Solaire	13
1.1 Restons Terre à Terre	14
1.1.1 Les dunes terrestres	14
1.1.2 Morphologies des dunes	15
1.2 Nos Amies venues de Mars	22
1.3 Des Dunes de Titan	25
1.4 Une histoire de dunes	29
2 Physique des dunes et modélisation	33
2.1 Du sable en mouvement	34
2.1.1 Mise en mouvement d'un grain	34
2.1.2 Différents types de mouvements de grain	38
2.1.3 Flux de sable	39
2.1.4 Bulle de recirculation et avalanches	40
2.2 Principes de modélisation des dunes	42
2.3 Modèle continu à 2 dimensions	44
2.3.1 Écoulement et flux de sable	44
2.3.2 Bulle de recirculation, enveloppe et avalanches	46
2.3.3 Évolution	49
2.4 Couplage et passage à 3 dimensions	50
2.5 Paramètres du modèle et régimes de vents	54
2.5.1 Choix des paramètres intrinsèques au modèle	54
2.5.2 Taille et pas spatial de la grille	56
2.5.3 Pas de temps d'intégration	57
2.5.4 Régimes de vents et conditions aux bords	57
2.5.5 Période du régime de vents	58
2.5.6 Résumé des valeurs des paramètres	59
2.6 Limitations de construction de l'enveloppe	60
3 Des dunes de quelques centimètres	63
3.1 Taille caractéristique et principe	64
3.1.1 Réduction de taille	64
3.1.2 Simulation du vent	65

3.2	Montages expérimentaux	68
3.2.1	Description	68
3.2.2	Caractérisation du mouvement des plateaux	69
3.2.3	Choix de la période du régime de vents	70
3.3	Acquisition des données	72
3.3.1	Photos et influence de l'éclairage	72
3.3.2	Profils 3D et scans laser	73
3.4	Remise à l'échelle spatiale et temporelle	78
4	Champs de dunes	81
4.1	Présentation de l'étude	82
4.1.1	Expériences en laboratoire	83
4.1.2	Simulations numériques	84
4.2	Dunes transverses et dunes longitudinales	85
4.2.1	Les <i>Transverses</i> , analogues expérimentaux et numériques	85
4.2.2	Les <i>Longitudinales</i> , analogues expérimentaux et numériques	85
4.2.3	Orientation des dunes : d'un extrême à l'autre	88
4.2.4	Modèle simple de sélection d'orientation	93
4.3	Évolution des champs de dunes	96
4.3.1	Évolution morphologique	96
4.3.2	Évolution de la longueur d'onde et mûrissement	102
4.3.3	Vieillessement et stabilité	108
4.4	Influence de la période	111
4.5	Des dunes paraboliques en laboratoire	114
5	Dunes isolées : barres et tas de sable	115
5.1	Présentation de l'étude	116
5.1.1	Expériences en laboratoire	116
5.1.2	Simulations numériques	117
5.2	Stabilité des barres de sable	119
5.2.1	Barres longitudinales	119
5.2.2	Barres Transverses	126
5.2.3	Champs de dunes et changement du régime de vents	131
5.3	Du tas de sable aux barchanoïdes	133
5.3.1	Morphologie : Variété de formes	133
5.3.2	Formation et évolution	135
5.4	Retour sur la stabilité et les champs de dunes	141
6	Discussion	143
6.1	Retour sur le terrain	144
6.1.1	Champs de dunes terrestres	144
6.1.2	Titan, une contrainte globale	146
6.1.3	Mars, des contraintes locales	149
6.2	Pistes et améliorations	151
6.2.1	Interaction avec le relief	151
6.2.2	Régimes de vent différents	152
6.2.3	Apport de sable	153
6.3	Conclusion	154

A Champs de dunes : Petit montage expérimental	157
B Profils 3D	159
B.1 Période 60	160
B.2 Période 240	161
C Films	163
C.1 Films de champs de dunes	164
C.1.1 Film d'évolution d'un champ de dunes transverses	164
C.1.2 Film d'évolution d'un champ de dunes longitudinales	165
C.1.3 Film d'évolution d'un champ de dunes intermédiaire	166
C.1.4 Film d'évolution vers un champs de dunes paraboliques	168
C.2 Films de barres de sable	169
C.2.1 Films d'évolution d'une barre de sable longitudinale	169
C.2.2 Films d'évolution d'une barre de sable transverse	171
C.3 Films de dunes isolées	173
C.3.1 Expérience en laboratoire : Vent monodirectionnel	173
C.3.2 Expérience en laboratoire : $\theta = 120^\circ$	174
C.3.3 Simulation numérique : <i>Morphing</i>	175
D Étude de Titan en collaboration avec l'équipe radar de Cassini	177
E Articles et conférences	181
E.1 Articles	182
E.1.1 <i>Lorenz et al.</i> , Science, 2006	183
E.1.2 <i>Lopes et al.</i> , Icarus, 2007	188
E.1.3 <i>Radebaugh et al.</i> , Icarus, 2008	198
E.1.4 <i>Reffet et al.</i> , <i>Geology</i> , 2010 (accepté)	206
E.2 Présentations scientifiques	211
Table des figures	213
Bibliographie	217

Préambule

La découverte de dunes à la surface d'autres corps du système solaire, sur Mars et Titan, a ouvert un nouveau volet de planétologie comparée et permet de tester notre compréhension de ces structures éoliennes, basée sur les études des dunes terrestres.

Les dunes sont des tas de sable sculptés par le vent qui peuvent avoir des morphologies très variées en fonction du régime de vents qu'elles subissent. Leur morphologie dépend également de la quantité de sable disponible ainsi que de leurs interactions au sein des champs de dunes ou avec la topographie. Leur mécanisme de formation est complexe et est difficilement accessible uniquement par les études de terrain pour lesquelles les conditions ne sont pas contrôlées. De plus, pour Mars et Titan, les moyens de mesure sont restreints aux observations à distance. Il est donc nécessaire d'avoir accès à d'autres moyens d'étude qui permettent de vérifier les scénarios de formation proposés. Depuis les années 40, des expériences en laboratoire sont menées pour étudier les dunes. Plus récemment, des modèles numériques ont été développés et complètent les travaux expérimentaux. Néanmoins la plupart de ces études concernent la formation de dunes pour des conditions simples telles qu'un régime de vent monodirectionnel. Ces conditions ne rendent pas compte de l'ensemble des morphologies observées sur le terrain et de nombreuses questions restent ouvertes pour des cas plus réalistes.

Dans ce manuscrit, nous utiliserons conjointement des expériences en laboratoire ainsi qu'un modèle numérique pour reproduire les formes observées sur le terrain, sur Terre mais également sur Mars et Tian. Nous regarderons en particulier l'action d'un régime bimodal de vents, pour lequel le vent alterne périodiquement entre 2 directions, sur la formation et l'évolution des dunes. Ces conditions de vents seront appliquées à des lits plats de sable pour étudier les champs de dunes. Nous quantifierons les conditions de vents responsables des morphologies transverses et longitudinales rencontrées et nous discuterons de leur dynamique ainsi que de leur stabilité. Ce travail sera complété par l'étude de structures isolées, barres et tas de sable pour lesquels une grande variété de formes sera rencontrée. Ces résultats nous permettront de mieux comprendre les résultats obtenus pour les champs de dunes et de revenir sur la sélection d'orientation et la stabilité des structures. Enfin, nous verrons comment ces résultats peuvent être comparés aux observations. Il sera alors intéressant de voir quelles contraintes sur le régime de vents peuvent être déduites de l'observation des dunes à la surface d'objets planétaires.

Enfin, que ce soit par des géologues, des sédimentologues, des physiciens ou encore des planétologues, et que l'approche soit de terrain, expérimentale, théorique ou observationnelle, l'étude des dunes se trouve à l'interface de différentes disciplines. Par conséquent, ce manuscrit et le travail qui y est présenté sont également situés à l'interface de ces différentes communautés scientifiques.

Chapitre 1

Les dunes dans le Système Solaire

Les dunes sont des structures de sable sculptées par le vent qui peuvent prendre une grande diversité de formes. Celles-ci apparaissent comme des indicateurs de leur histoire. Le régime de vents sous lequel elles se sont formées ainsi que les apports de sable qui les ont nourries ou encore les collisions qu'elles ont subies et leurs interactions avec le relief sont des facteurs intervenant dans la formation et l'évolution des dunes.

Dans ce chapitre, nous décrirons les principaux types de dunes et morphologies observées sur Terre. Puis nous parlerons des dunes présentes à la surface de Mars et de Titan. Pour chacun de ces objets planétaires, nous verrons les études menées et les difficultés qui y sont liées. Enfin, nous passerons brièvement en revue l'histoire de l'étude des dunes au cours de ces dernières décennies afin de situer notre travail dans son contexte scientifique.

Sommaire

1.1	Restons Terre à Terre	14
1.1.1	Les dunes terrestres	14
1.1.2	Morphologies des dunes	15
1.2	Nos Amies venues de Mars	22
1.3	Des Dunes de Titan	25
1.4	Une histoire de dunes	29

1.1 Restons Terre à Terre

1.1.1 Les dunes terrestres

Sur Terre, les dunes se trouvent principalement dans les régions dites arides (FIG. 1.1), où les précipitations annuelles sont faibles. La plupart des déserts sont ainsi localisés proche de l'équateur, dans une bande de $\pm 30^\circ$ autour de celui-ci. L'insolation qu'elles reçoivent place ces régions dans la zone de remontée d'air des cellules de Hadley, cellules de circulation atmosphérique saisonnières, ce qui explique leur aridité. La végétation y est faible ce qui favorise également la formation des dunes. Le décalage de la zone de remontée d'air entre les cellules de Hadley de l'hémisphère nord et sud en raison de la variation saisonnière d'insolation tend à impliquer un changement saisonnier des vents dans ces régions équatoriales.

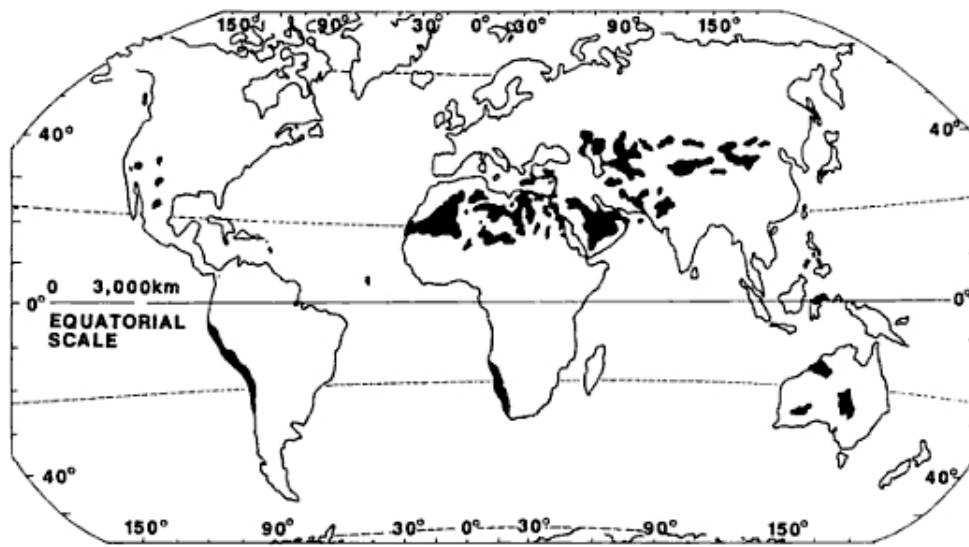


FIG. 1.1: **Répartition des champs de dunes de sable sur Terre** (repérés en noir sur la carte). Ils sont principalement localisés dans les régions arides où sont réunies les conditions propices à leur formation. Image tirée de [Pye and Tsoar, 1990]

La composition du sable qui forme les dunes est principalement du quartz qui provient de la décomposition des roches granitiques. Les grains susceptibles d'être déplacés par le vent sont globalement dans la gamme $0.06\ \mu\text{m}$ à $2\ \text{mm}$, qualifiée de *sable* par les géologues. Des dunes formées de grains de gypse sont également observées comme dans le cas de *White Sands* au Nouveau Mexique. Se rajoute à cela l'argile et la neige qui apparaissent pouvoir former des structures dunaires comme cela a été observé en Antarctique. Néanmoins, ces deux derniers cas ne correspondent pas aux dunes formées par auto-accumulation du sable et plus particulièrement sans cohésion entre les grains.

La taille minimale des dunes terrestres est de l'ordre de la dizaine de mètres. Les mega-dunes peuvent atteindre des tailles kilométriques et les champs de dunes s'étendre sur des centaines de kilomètres. Les temps caractéristiques de formation et d'évolution liés à ces structures sont relativement longs (à l'échelle du laboratoire). Ils sont de l'ordre du mois pour les petites échelles et peuvent atteindre des dizaines de milliers d'année pour les mega-structures et les champs de dunes. Les régimes de vents, quant à eux, varient suivant différentes échelles de temps pouvant aller de variations journalières liées à l'alternance jour-nuit à des variations saisonnières en relation avec l'insolation.

Les dunes terrestres sont étudiées depuis de nombreuses années. Des études de terrain sont menées et nous apportent des mesures *in situ*. Il est possible d'aller au pied d'une dune et d'y mesurer le vent, le flux de sable, d'en déterminer la composition des grains, la morphologie, la stratification ou encore d'en suivre l'évolution. L'essor de l'imagerie des dunes, grâce aux photos aériennes et satellitaires, a permis de mieux comprendre les structures à grande échelle. De plus, les études répétées, depuis de nombreuses années, permettent de comprendre de mieux en mieux la dynamique de ces objets. Néanmoins, les échelles de taille et de temps sont des obstacles à ces études qui ne peuvent représenter qu'un court instant sur l'ensemble des processus. L'étude de la structure sédimentaire nous permet, en partie, de compenser cette difficulté et d'avoir accès à l'histoire de certaines structures.

1.1.2 Morphologies des dunes

Les morphologies observées pour les dunes sont aussi variées qu'il existe de régimes de vents différents et de conditions d'apports de sable différentes. Leur taille peut varier de plusieurs ordres de grandeurs, allant de la dizaine de mètres à plusieurs kilomètres, et leur forme peut paraître relativement simple (FIG. 1.2) ou au contraire extrêmement complexe (FIG. 1.7). Elles peuvent être isolées (FIG. 1.2) ou regroupées en de vastes champs (FIG. 1.4). Il est cependant possible de classer les dunes et d'en tirer les principaux traits et tendances.

De nombreuses classifications ont été proposées pour les dunes. Celles-ci sont basées sur leur morphologie, leur origine ou encore leur dynamique en fonction des besoins des études qui les utilisent. Dans cette section, nous restons descriptifs et nous les séparons en deux grandes catégories. Dans un premier temps, nous présenterons les dunes formées par auto-accumulation de sable pour lesquelles les grains n'interagissent que par collision et ne subissent que l'action des vents. Il s'agit de la catégorie dans laquelle se trouvent l'ensemble des dunes que nous reproduirons en laboratoire et par simulations numériques. Dans un second temps, nous verrons les dunes liées à des facteurs *extérieurs*, autres que les vents, tels que la végétation, la topographie ou encore de la cohésion entre les grains qui les forment. Ces deux grandes classes se déclinent en une multitude de morphologies et de formes complexes et nous nous limitons ici aux formes que nous rencontrerons et mentionnerons au cours de notre étude.

De manière à permettre au lecteur de regarder ces différentes morphologies plus en détails ou dans un contexte plus global, les photos utilisées dans cette section sont toutes tirées de l'outil *Google maps*. Les coordonnées *gps* de chaque région sont données dans les légendes des photos et correspondent à des *hyperliens* internet directs pour les versions au format *pdf* de ce manuscrit. Enfin, chacune des photos est orientée de sorte que le nord est vers le haut.

Dunes formées par auto-accumulation

Dunes Barchanes Leur nom, du à leur forme en croissant, provient de l'arabe (FIG. 1.2). Elles présentent un dos de pente faible ainsi que deux *bras* situés de part et d'autre de la face d'avalanche et qui lui donnent sa forme caractéristique. Leur largeur (distance entre les deux *bras*) est du même ordre de grandeur que leur longueur, la hauteur maximale est quant à elle 10 fois plus petite que ces dernières. Sur le terrain, leur largeur varie de la dizaine à quelques centaines de mètres. Elles se forment sous un vent majoritairement monodirectionnel et lorsque la quantité de sable disponible est relativement faible. Elles peuvent être observées isolées ou regroupées en champ de dunes.

Les *cornes*, ou bras, se développent à l'avant de la dune, dans le sens du vent. Leur pousse est liée à la différence de vitesse de migration entre le centre, plus lent, et les bords, plus rapides. Cette forme *minimise* la perte de sable qui n'a lieu que par les cornes. Ceci en fait une structure

en quasi équilibre qui peut se déplacer sur des distances importantes en conservant son aspect et dont la vitesse de migration est inversement proportionnelle à sa taille.

La barchane est le type de dune le plus étudié ce qui en fait la dune *prototype*. Nous reviendrons régulièrement à celle-ci au cours de notre étude et nous l'utiliserons comme structure de référence.

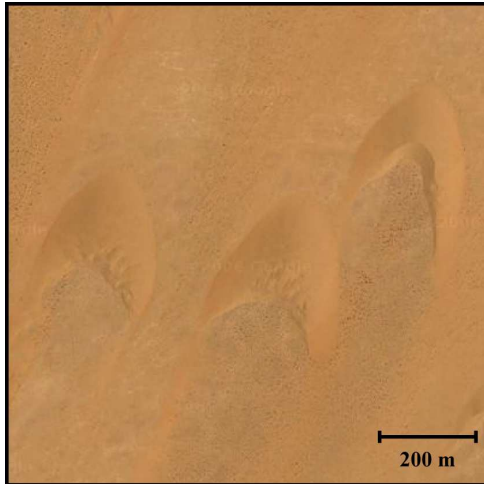


FIG. 1.2: **Dunes barchanes** dans le Sahara Occidental au Maroc. Le vent vient ici du nord/nord-est. Image Google, coordonnées : 27.791° N , -12.844° E .

Dunes Transverses Elles sont observées dans des régions où les vents sont principalement monodirectionnels. Il s'agit de barres de sable perpendiculaires au vent (FIG. 1.3). Elles présentent un profil asymétrique dont la crête sépare un dos de pente faible de la face d'avalanche. Leur taille est typiquement de l'ordre de la centaine ou de quelques centaines de mètres de large (perpendiculairement à la crête). Elles sont observées lorsque la quantité de sable disponible est relativement importante et sont généralement regroupées en champ de dunes. Nous noterons en particulier que les dunes transverses ne constituent pas des structures bien séparées par des interdunes *vidés* de leur sable. De plus, ces structures ressemblent le plus souvent à des barchanes accolées les unes aux autres ("*barchanoid ridges*") et non pas à des structures bien rectilignes et par conséquent leur longueur est souvent difficile à déterminer.

Des études *2D* ont permis de rendre compte de leur profil asymétrique et ont été proposées comme analogues à ces dunes transverses par simple invariance par translation. Néanmoins, l'aspect irrégulier de ces dunes en fait des véritables objets complexes et *3D*.

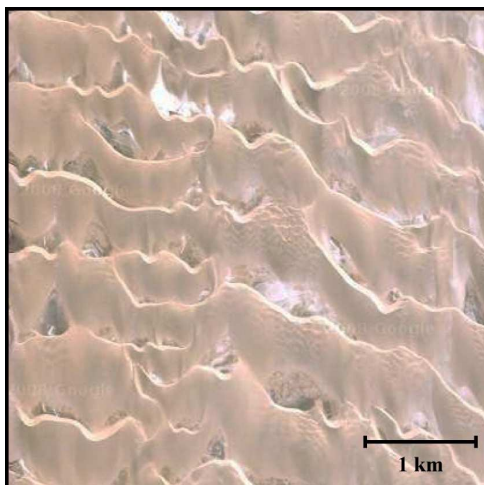
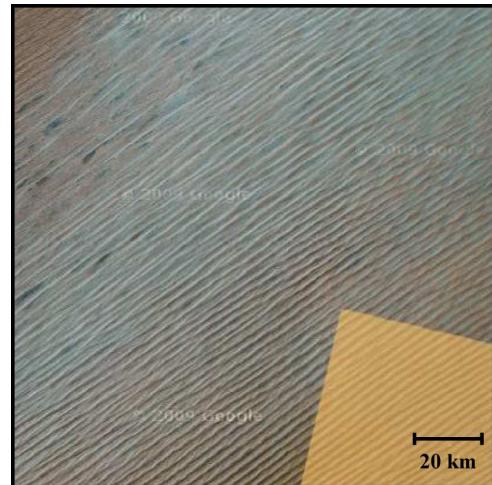


FIG. 1.3: **Dunes transverses** en bordure de désert en Namibie. Le vent vient ici du sud. Image Google, coordonnées : -24.096° N , 14.542° E .

Dunes Longitudinales Leur nom est sujet à débat dans les différentes classifications. Elles sont parfois appelées *seif*, d'après le mot arabe qui signifie épée, ou encore dunes linéaires en raison de leur morphologie. Il s'agit la plupart du temps de mega-structures qui s'étendent sur des centaines de kilomètres et qui ont une largeur de l'ordre de quelques kilomètres pour des hauteurs d'une centaine de mètres soit dix fois plus petites. Elles sont regroupées en vastes champs de dunes, comme illustré par la figure 1.4, et constituent la majeure partie des dunes terrestres (elles occupent, par exemple, 72 % du Sahara [Lancaster, 1982]). Elles sont le plus souvent séparées par des interdunes *vidés* du sable qui les compose laissant à nu le sol moins érodable. Les champs de dunes longitudinales présentent en général un motif régulier avec peu de défauts à grande échelle en comparaison aux champs de dunes transverses. Il est parfois possible de suivre les structures d'un bout à l'autre d'un champ de dunes. Néanmoins, il est possible d'observer des jonctions entre les structures voisines ainsi que des débuts ou fins de dunes longitudinales au milieu du champ de dunes. Les mega-dunes longitudinales correspondent à des structures composées et non à des structures simples comme nous le mentionnons un peu plus loin.

Après avoir proposée un mécanisme de formation lié à la création de vortex dus au vent soufflant le long des flancs des dunes, la communauté scientifique s'accorde à présent pour dire que leur formation est due à un régime de vents changeants. Ce régime de vents présente le plus souvent une distribution bimodale en terme de direction et/ou intensité des vents. Les dunes longitudinales sont alors alignées avec la direction moyenne de cette distribution bimodale de vents. La position de la crête et le côté de la face d'avalanche s'adaptent au changement de direction des vents. Cette région active n'occupe souvent qu'une partie de la largeur totale de la dunes.

FIG. 1.4: **Dunes longitudinales** dans le Rub Al-Khali en Arabie Saoudite. Le vent y est changeant et souffle en moyenne du nord/nord-est, suivant l'axe des dunes. Image Google, coordonnées : 18.599° N, 48.161° E.



Dunes Étoiles Ce sont des dunes qui présentent plusieurs *branches* ou *bras*, ce qui leur vaut le nom de dunes étoiles (FIG. 1.5). Il s'agit la plupart du temps de structures de grandes tailles. Elles mesurent typiquement une centaine de mètres de haut pour quelques centaines de mètres d'envergure. Elles se forment dans des régions où la direction du vent est très variable et dont la résultante est quasi nulle. Ces directions convergentes de vent permettent une perte de sable très faible et les dunes étoiles apparaissent souvent comme des accumulateurs qui récupèrent le sable et nettoient leur voisinage. Elles peuvent être relativement isolées mais sont le plus souvent au sein de champs de dunes. Elles peuvent être entourées de structures de plus petite taille et de morphologie différente.

Les bras présentent la plupart du temps trois ou quatre orientations différentes. Ce nombre d'orientations des bras apparaît comme un indicateur du nombre de directions principales du

régime de vents. Ces bras se reconnectent soit en un point singulier, sommet de la dune, soit en des points de connections secondaires dans le cas de structures plus complexes.

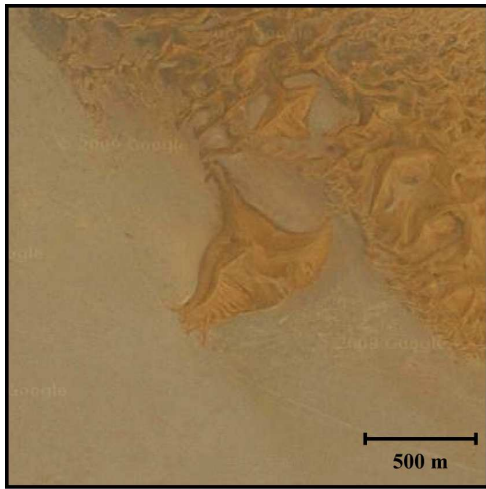


FIG. 1.5: **Dunes étoiles** dans le Sultanat d'Oman. La dune située au centre de cette image a une hauteur d'une soixantaine de mètres et des bras d'environ 300 m de long. Image Google, coordonnées : 23.716°N , 55.637°E .

Cohabitation de motif et structures secondaires Les différents types de dunes présentées ci-dessus ne reflètent pas la grande diversité des formes observées sur le terrain. Nous pourrions dire qu'il s'agit de cas "*simples*" que nous utiliserons comme base pour notre étude. Sur le terrain, les structures sont souvent plus complexes. Les champs de dunes peuvent voir des structures d'orientation différentes cohabiter. Il est ainsi possible de passer de domaines transverses à des domaines longitudinaux comme illustré sur la figure 1.6.

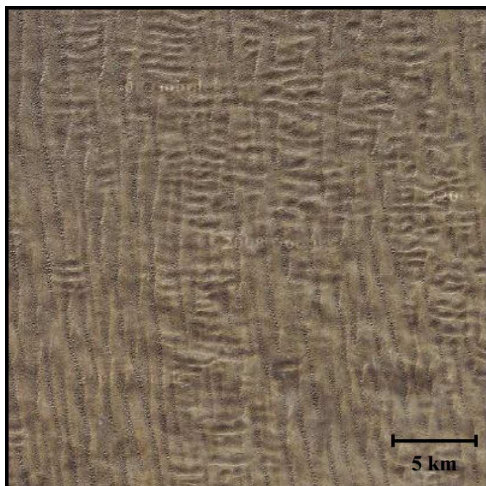
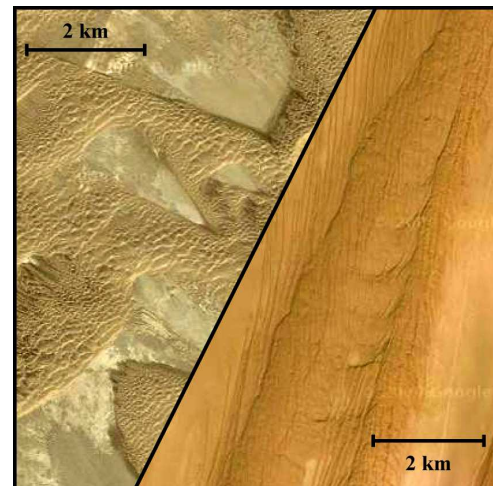


FIG. 1.6: **Cohabitation de motifs**. Dans cette région du Taklamakan en Chine, des structures transverses et des structures longitudinales cohabitent et se mélangent. Image Google, coordonnées : 38.600°N , 78.390°E .

De même, de nombreuses dunes apparaissent comme des structures composées. Des megabarchanes sont observées présentant un dos déstabilisé sur lequel il est possible de voir d'autres crêtes (FIG. 1.7). Des dunes longitudinales sont *peintes* d'un motif de dunes longitudinales de taille et de longueur d'onde nettement plus petites (FIG. 1.7). De manière générale, ce type de situation où des mega-dunes sont décorées de dunes à plus petite échelle est souvent observé. La mega-structure et sa décoration peuvent alors apporter des informations différentes. L'une apporte des renseignements sur l'histoire passée ou à long terme alors que l'autre est plus représentative des conditions actuelles.

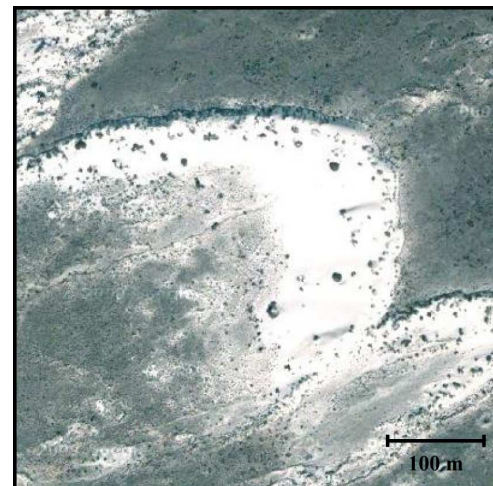
FIG. 1.7: **Dunes décorées.** À gauche, des dunes transverses barchanoïdes en Afghanistan. Image Google, coordonnées : 30.333°N , 62.422°E . À droite, dunes longitudinales dans le désert de Wahiba au Sultanat d'Oman. Image Google, coordonnées : 22.327°N , 58.589°E . Ces *mega-dunes* présentent des motifs secondaires à plus petite échelle.



Dunes influencées par des facteurs extérieurs

Dunes Paraboliques Les dunes paraboliques tiennent leur nom de leur forme courbée, parabolique. Tout comme les barchanes, elles se forment sous un vent principalement monodirectionnel et présentent deux cornes. Mais contrairement à ces dernières, ces cornes sont situées à l'arrière et font donc face au vent. Elles sont observées, sur Terre, en présence de végétation. C'est d'ailleurs la présence de buissons qui cause cette forme parabolique. Lorsque le vent souffle, le sable protégé par les buissons n'est pas érodé alors qu'il continue à être transporté dans les zones où la quantité de sable est plus grande (dont la hauteur n'est plus négligeable devant celle des buissons). Ceci a pour conséquence d'étirer un tas de sable dont les bords, de hauteur faible, se déplacent moins vite que la partie centrale de la dune. Les bords restent à la traîne et forment les branches de la parabole.

FIG. 1.8: **Dunes paraboliques** à White Sands dans l'état de New Mexico aux États Unis. Ces dunes blanches, faites de grains de gypse, se développent en présence de végétation. Le vent vient ici du sud-ouest. Image Google, coordonnées : 32.775°N , -106.197°E .



Dunes fixées et végétées Nous venons de voir que la végétation pouvait modifier l'évolution et la morphologie des dunes en limitant l'action des vents. Ce phénomène peut aller jusqu'à une fixation complète des dunes (FIG. 1.9). Il en va de même pour certains phénomènes de fossilisation qui vont bloquer le transport de sable et donc l'évolution des dunes. Certains de ces champs de dunes peuvent alors passer d'un état actif vers un état inactif et fixé, et réciproquement, en fonction de l'évolution des climats et de végétation des structures.

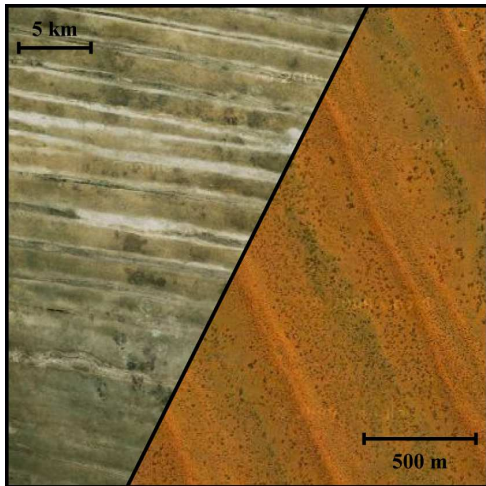


FIG. 1.9: **Dunes végétées.** À gauche une photo du Kalahari à l'est du Botswana. Image Google coordonnées : -18.941° N , 21.555° E . À droite, Simpson Desert en Australie. Image Google coordonnées : -23.580° N , 137.780° E . Dans ces deux cas, ces dunes rectilinéaires sont fixées par la végétation.

Différences de composition et cohésion Alors que les dunes sont généralement formées de grains qui n'interagissent entre eux que par collision, il est possible d'observer des dunes qui ne répondent pas à cette règle. C'est le cas des dunes de neige d'Antarctique. Leur taille de plusieurs kilomètres en fait des mega-dunes. Elles sont formées par des vents catabatiques. Ces vents, provoqués par une inversion de température en altitude, descendent les pentes le long des reliefs et viennent sculpter la neige. Les dunes ainsi formées peuvent présenter des faces d'avalanche dont l'angle est supérieur à 90° en raison de la cohésion importante entre les particules de neige qui les composent.

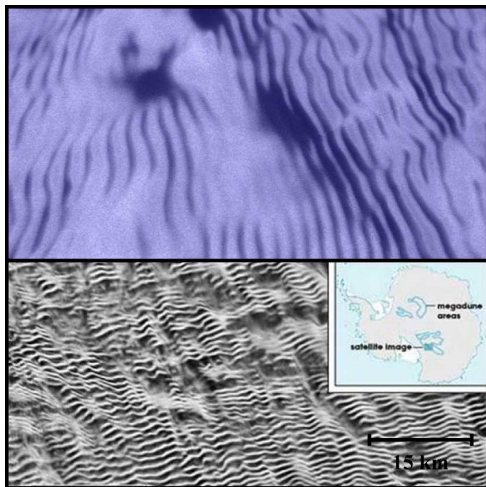
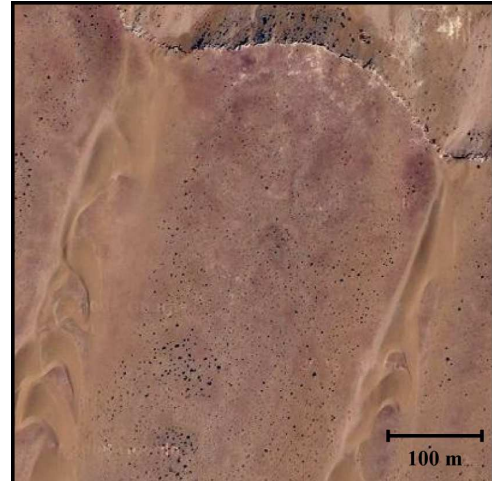


FIG. 1.10: **Mega-dunes en Antarctique.** Ces dunes de neige ont des longueurs d'onde atteignant plusieurs kilomètres. En raison des difficultés pour imager ces dunes, il s'agit ici d'images NASA.

L'humidité peut aussi avoir pour rôle d'ajouter de la cohésion entre les grains de sable et ainsi permettre des pentes supérieures à l'angle de repos habituel du sable (de l'ordre de 30°). Cependant, l'humidité ne modifie généralement pas énormément les morphologies observées. Il n'est d'ailleurs pas rare de voir de l'humidité au coeur de la dune, mais les grains de surface qui sont mis en mouvement sont quant à eux séchés au fur et à mesure. Les temps d'évolution sont alors plus longs mais les formes observées restent identiques. Des structures formées d'argile et non pas de sable peuvent également être rapprochées des dunes mais sont le fruit d'une dynamique de formation différente en raison de la cohésion.

Interaction et relief Des nombreuses dunes ne peuvent également pas être considérées comme des objets isolés. Des interactions entre les différentes dunes sont couramment observées soit par échange de sable soit par collision. Ces interactions modifient, déforment les dunes jusqu'à les rendre méconnaissables. La présence d'un apport de sable extérieur, comme par exemple dans le cas de corridors de barchanes après une falaise retenant du sable (FIG. 1.11), peut jouer un rôle important quant à la forme des dunes.

FIG. 1.11: **Falaise et corridor de barchanes** au Maroc. La falaise (en haut) agit comme un réservoir de sable distribuant celui-ci localement. Ces sources ponctuelles de sable donnent naissance à des corridors de barchanes. Image Google, coordonnées : 27.636°N , -12.547°E .



L'interaction avec le relief joue également un rôle important. La présence d'un obstacle modifie localement le vent et le transport du sable. Ainsi il est possible de voir des *lee dunes* (FIG. 1.12), structures linéaires qui se forment derrière (lee side) l'obstacle. Dans cette région une zone d'ombre, dans laquelle l'écoulement est modifié, se forme et favorise le dépôt de sable. L'effet du relief n'étant que local, l'extension de ce type de dunes est en générale limitée. La dune relativement rectiligne à l'arrière de l'obstacle se casse alors en barchanoïdes. Les corridors de barchanes sont un autre exemple d'interaction avec le relief qui crée un réservoir de sable.

FIG. 1.12: **Lee dune** dans le désert du Sinai en Egypte. Ce type de dune se forme à l'arrière d'un obstacle (ici en haut à gauche) qui modifie localement l'écoulement du vent. Image Google, coordonnées : 30.471°N , 33.851°E .



1.2 Nos Amies venues de Mars

La découverte de dunes à la surface de Mars date maintenant de quelques décennies avec la mission *Mariner 6* [Belcher et al., 1971; Sagan et al., 1972; Cutts and Smith, 1973; Breed, 1977; Breed et al., 1979]. Depuis, les missions spatiales qui explorent la planète rouge nous permettent d'améliorer nos connaissances de ces structures. Les instruments tel que la caméra *HiRise* embarquée sur le satellite *MRO* (Mars Reconnaissance Orbiter) nous fournissent des images impressionnantes de la surface de Mars avec des résolutions spatiales centimétriques qui permettent de résoudre les rides qui peuplent le dos des dunes. La communauté qui étudie ces dunes est très active et a développé une base de données qui répertorie les dunes et champs de dunes ainsi que leurs principales caractéristiques (Mars Dunes Consortium).

Sur Mars, les dunes sont peu présentes en comparaison à la Terre, et comme nous le verrons par la suite à Titan. Les dunes sont présentes principalement dans l'hémisphère sud et sont en général situées dans des cratères d'impact. Ceux-ci correspondent à des dépressions topographiques qui constituent des pièges pour le sable. Des dunes sont également présentes au niveau du pôle nord près de la calotte de glace de CO_2 . Les vents qui sculptent ces dernières sont liés au vortex polaire dont les traces des vents en rotation sont visibles dans la structure de la calotte polaire. Une cartographie de la répartition des champs de dunes à la surface de Mars est montrée sur la figure 1.13. Ces dunes (FIG. 1.14) sont majoritairement qualifiées de barchanes et barchanoïdes. La quantité de sable disponible est relativement faible et nous noterons l'absence de grands champs de dunes comme nous en connaissons sur Terre. La grande diversité des formes de type barchanoïde y est souvent présentée comme plus importante que sur Terre [Rognon et al., 2008] et a justement permis de redécouvrir celle-ci. Des champs de dunes transverses et longitudinales sont néanmoins présents. Des formes dunaires liées à la topographie sont également observées.

Les grains qui forment les dunes sont issus de la dégradation des roches volcaniques basaltiques. L'activité volcanique qui a dans le passé renouvelé l'ensemble de l'hémisphère nord a également fourni la matière première qui, par érosion, a formé des grains susceptibles d'être transportés par le vent et donc de former des dunes [Breed et al., 1979; Fenton et al., 2005]. Du gypse est également observé pour certains champs de dunes, en particulier proche du pôle nord de la planète. Les dunes à la surface de Mars sont globalement plus grosses que leur homologues terrestres. La faible densité atmosphérique (environ 1% de la valeur pour la Terre) et la nature des grains expliquent cette taille caractéristique plus grande [Claudin and Andreotti, 2006; Andreotti and Claudin, 2007; Parteli et al., 2007a,b].

Après ces décennies d'observations, les dunes n'ont présenté que peu voir pas d'activité. Il a longtemps été pensé qu'elles étaient fossilisées et immobiles. Bien que des changements aient finalement été observés sur une partie des dunes, la question reste d'actualité. Les conditions de température à la surface de Mars sont en partie responsables de cette inactivité. Durant l'hiver, les dunes sont recouvertes de gel et de glace de CO_2 qui bloquent la mobilité des grains de sable. Cette période correspond également à celle pendant laquelle la force des vents est la plus propice au transport du sable. En revanche, l'été, les conditions nécessaires au transport des grains ne sont que rarement atteintes. Les dunes sont donc peu modifiées et les temps d'évolution sont longs. La surface de Mars subit régulièrement des tempêtes qui peuvent durer jusqu'à plusieurs mois. Ces événements violents qui opacifient l'atmosphère de la planète rouge en la chargeant de poussière sont également susceptibles de transporter du sable et donc de modifier les dunes.

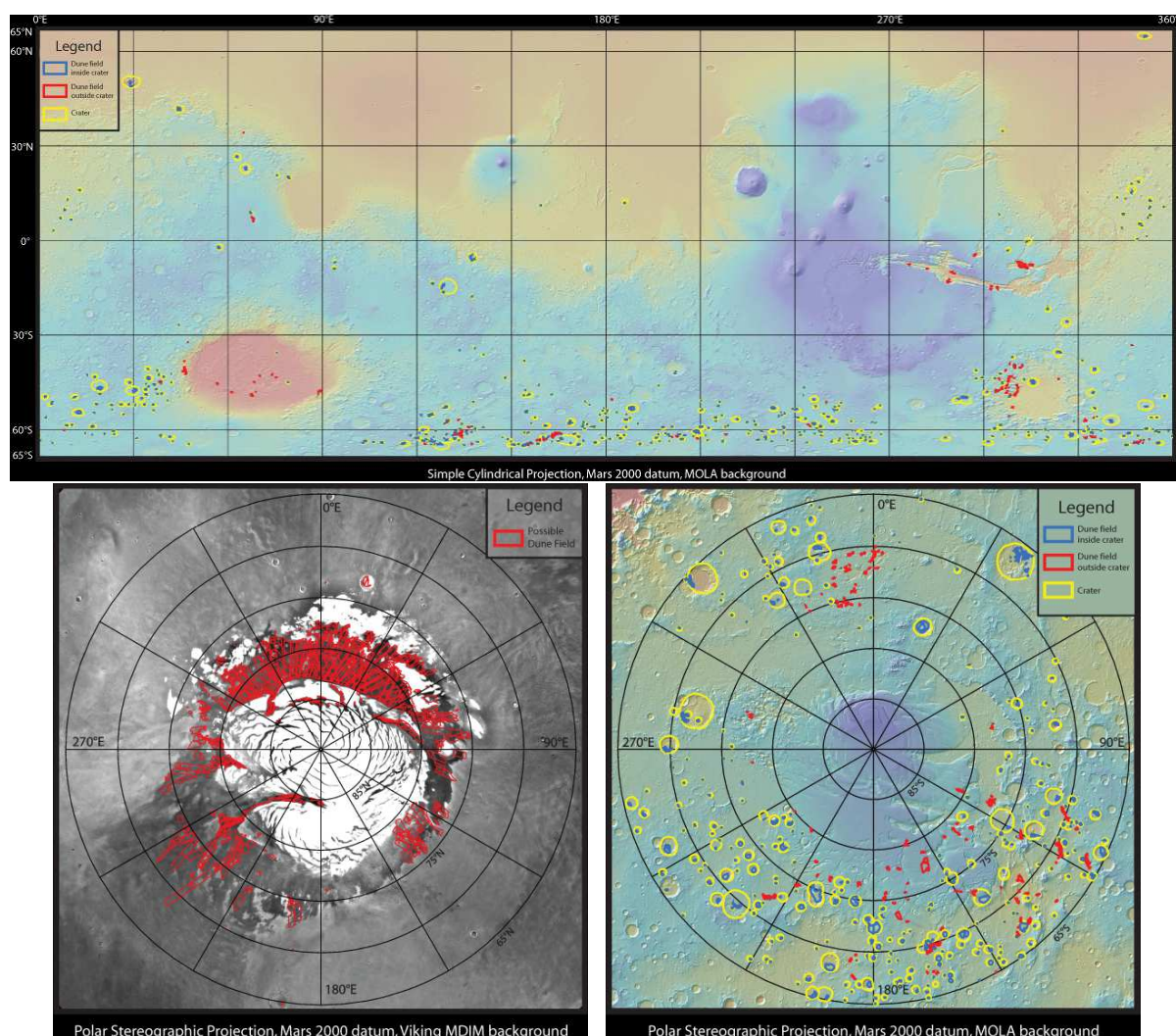


FIG. 1.13: **Où trouver des dunes à la surface de Mars.** Sur ces images compilées par le *Mars Dunes Consortium* à partir de la *Mars Global Digital Dune Database* (*MGD³*), nous pouvons voir la localisation des dunes à la surface de Mars. Nous noterons que les dunes (repérées en bleu et rouge) sont le plus souvent présent au sein d'anciens cratères d'impact (indiqués en jaune).

Contrairement aux dunes terrestres, les structures martiennes ne peuvent être étudiées qu'indirectement. À l'exception de quelques mesures réalisées *in situ* par certains des rovers qui parcourent la surface, l'outil principal est l'imagerie. Cependant, ces dunes martiennes sont de mieux en mieux imagées et documentées. L'étude de ces images permet de déterminer une grande partie de leurs caractéristiques morphologiques. Nous noterons, par exemple, l'utilisation de la photoclinoétrie ou encore de la stéréoscopie pour déterminer leurs hauteurs [Bourke et al., 2006]. Ces dunes sont souvent utilisées comme des indicateurs locaux des régimes de vents. Elles représentent un outil pour contraindre les modèles de circulation générale (GCM) et local [Fenton et al., 2005; Hayward et al., 2009; Silvestro et al., 2009]. Cependant, ces travaux se limitent à la considération du vent moyen en raison de l'absence d'études détaillées des formes dites exotiques (barchanoïdes).

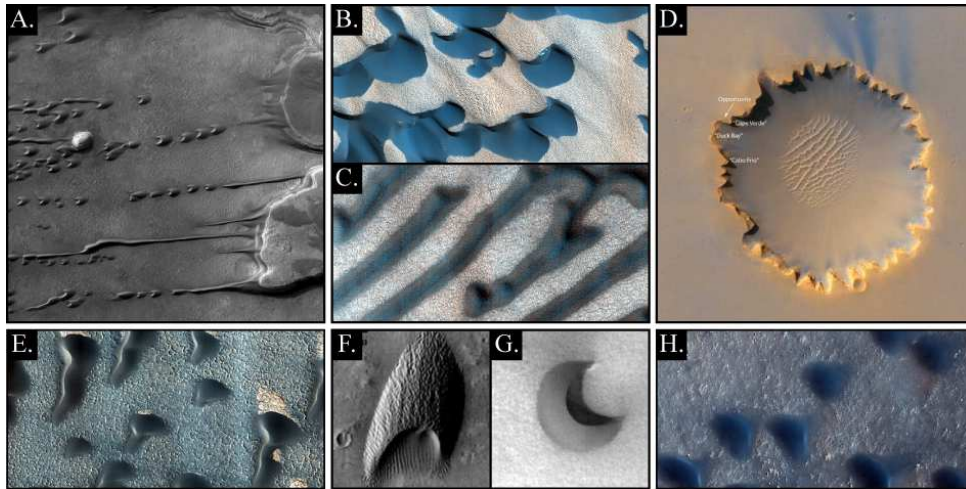


FIG. 1.14: **Dunes à la surface de Mars.** Images NASA. (A.) Interaction avec le relief. (B.) Alignement de barchanoïdes. (C.) Champs de dunes linéaires. (D.) Dunes dans *Victoria Crater*. (E.) Barchanoïdes asymétriques. (F.) Mega-barchane présentant des structures secondaires. (G.) “*Fat*” Barchane (H.) “*Anti*”-barchanes.

1.3 Des Dunes de Titan

Alors que la surface de Titan était encore inconnue en raison de son atmosphère opaque, celle-ci a été révélée par la mission spatiale *Cassini-Huygens* [Various-Authors, 2005a,b,c] en 2004. Depuis, le satellite est régulièrement survolé par l'orbiter *Cassini* qui en image la surface grâce à un instrument *radar* ainsi qu'en sondant dans certaines fenêtres atmosphériques du domaine *visible* et proche *infrarouge*. Une des découvertes les plus surprenantes effectuées par l'orbiter *Cassini* est la présence de structures linéaires quasi omniprésentes dans les régions imagées par les premiers survols de Titan [Elachi et al., 2006]. Ces linéations ont rapidement été rapprochées, de par leur morphologie, aux dunes longitudinales terrestres [Boubin et al., 2005; Lancaster, 2006; Lorenz et al., 2006a,b; Radebaugh et al., 2006, 2008].

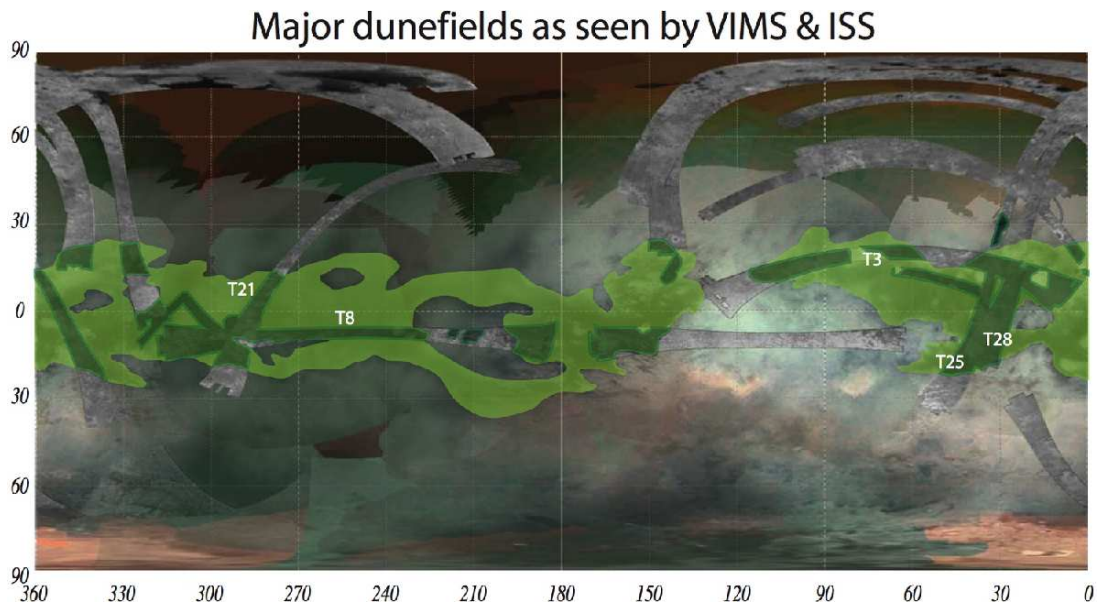


FIG. 1.15: **Répartition des champs de dunes à la surface de Titan.** Sur cette image, les zones indiquées en vert correspondent aux champs de dunes identifiés à la surface de Titan. La carte de fond correspond à une mosaïque formée de données *ISS*, *VIMS* et *Radar* de la surface de Titan. Image fournie par C. Spencer au cours du *Titan Dunes Workshop* en décembre 2009.

Bien que la totalité de la surface de Titan n'ait pas été complètement imagée, le radar a permis de voir que les dunes recouvrent la plupart de la bande équatoriale, soit entre -30° et $+30^\circ$ en latitude (FIG. 1.15). La couverture estimée est de l'ordre de 20 % de la surface totale de Titan. Elles sont regroupées en vastes champs qualifiés de “*Sand Seas*” (FIG. 1.16) qui sont localisés dans des zones assimilables à des bassins par opposition à certains reliefs et élévations observés. En général, les dunes s'arrêtent à proximité des ces reliefs. Il est également possible de voir, localement, un changement d'orientation des structures en raison de la présence d'un relief. Il est aussi observé une divergence des dunes autour des obstacles. Des exemples de ces comportements sont présentés en figure 1.17.

Leur largeur, de 1 à 2 kilomètres, est suffisamment grande pour permettre leur observation à la faible résolution spatiale du radar de *Cassini* qui est de l'ordre de 300 m/px. Ces mega-structures présentent une longueur d'onde de 2 à 3 kilomètres. Elles peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres et former ainsi des champs de dunes cohérents et à grande échelle.

La comparaison des images radar avec des modèles et simulations de réflectivité radar suggère des hauteurs d'une centaine de mètres, soit un dixième de leur largeur [Lorenz et al., 2006a; Radebaugh et al., 2008]. C'est cette morphologie qui les rapproche des mega-dunes longitudinales terrestres telles que celles observées dans le désert de Namibie [Lorenz et al., 2006a,b; Lancaster, 2006; Radebaugh et al., 2008, 2009]. Ces structures apparaissent assez régulières, néanmoins des structures de plus petites taille non observables à la faible résolution du radar sont attendues. Une étude approfondie de la réflectivité radar des dunes a montré que celle-ci suggérerait la présence de structures secondaires sur le flanc des dunes, dont la taille caractéristique se situe entre la longueur d'onde de l'instrument (2,4 cm) et la résolution spatiale de celui-ci (quelques centaines de mètres) [Le Gall, *Titan Dunes Workshop*, 2009].

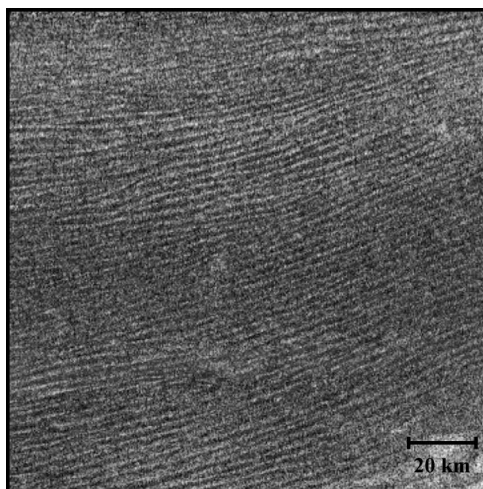


FIG. 1.16: **Dunes à la surface de Titan**, image radar de *Belet Sand Sea*. Vues par le radar, les dunes apparaissent sombres sur un fond clair de réflexion radar plus importante. L'image est orientée avec le nord vers le haut. *Image NASA/JPL*.

L'orientation de ces mega-dunes est principalement longitudinale [Boubin et al., 2005; Radebaugh et al., 2008, 2009, et annexe E.1.3]. Les différentes interactions avec le relief (FIG. 1.17) semblent indiquer une orientation allant de l'ouest vers l'est du satellite. Certaines régions présentent néanmoins des structures transverses fruits d'une interaction entre les vents et la topographie [Radebaugh et al., 2008].

Orbitant autour de Saturne, Titan est situé au-delà de la limite des glaces et appartient à la famille des corps glacés de notre Système Solaire. La température à sa surface est de l'ordre de 90 K, bien en dessous de la température de solidification de l'eau. Avec sa densité de 1,8, Titan est principalement composé de glace d'eau. Néanmoins une *contamination* par des hydrocarbures, composés organiques, est présente. L'origine de ces composés est liée à la chimie atmosphérique qui est très riche. Les réactions, partant de la photo-dissociation du CH_4 entraînent la formation d'une grande diversité de ces composés.

L'instrument VIMS [Various-Authors, 2005b] a permis de montrer que les régions recouvertes par les dunes ont des spectres indiquant des compositions plus pauvres en glace d'eau et plus riches en composés organiques que les régions environnantes [Soderblom et al., 2007; Barnes et al., 2008]. Les grains qui forment les dunes sont donc probablement des agrégats d'organiques ou des grains de *glace sale*. Ces observations spectroscopiques ont également permis de mettre en évidence une différence de composition et/ou de taille de grains entre les dunes et les interdunes

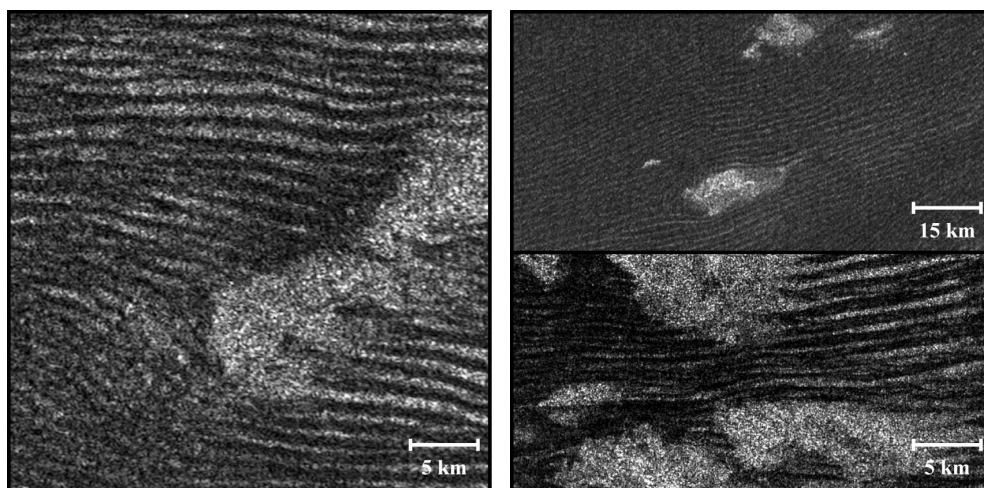


FIG. 1.17: Dunes et relief à la surface de Titan.

indiquant que ceux-ci sont vides des grains qui forment les dunes. Malheureusement, ces mélanges de glace d'eau et de composés organiques ne présentent pas signatures spectrales bien définies mais juste des bandes larges non propices à la détermination précise de la composition. Une mesure *in situ* avec prélèvement apparaît comme la seule méthode qui autoriserait une véritable détermination détaillée de la composition.

Il reste difficile de comprendre les processus de formation de grains suffisamment gros pour avoir un comportement similaire au sable. De plus, la composition de ces grains et les conditions qui règnent à la surface de Titan sont loin d'assurer qu'ils aient un comportement de sable sans cohésion. Cependant, la similarité de morphologie avec certaines dunes terrestres semble indiquer que le comportement de ces grains est similaire à celui des grains de sable interagissant sans cohésion (*"loose sand"*) sur terre. Cette idée est celle qui est, pour le moment, la plus répandue au sein des équipes travaillant sur les instruments à bord de *Cassini*. Cette hypothèse implique en particulier que l'action du vent sur leur déplacement et les structures qui en résultent seraient similaires à ce qui est étudié pour du sable meuble sur Terre. Il est alors intéressant de voir que dans des environnements aussi différents les mêmes processus physiques auraient lieu.

La distance de Saturne, et donc de Titan, au Soleil est telle que des effets saisonniers d'insolation opèrent sur une échelle de temps d'une trentaine d'années. Les modélisations de circulation atmosphérique pour Titan montrent que le développement de cellules de Hadley lié à cette variation d'insolation conduit à la formation d'une cellule unique allant d'un pôle à l'autre et dont le sens de circulation change avec la saison. La phase de transition est quant à elle courte relativement à la durée total du cycle. Ces considérations suggèrent un vent globalement bimodal de période longue. Néanmoins, ces vents sont modulés à bien plus courte échelle temporelle via des effets de marée atmosphérique forcés par Saturne. Ces marées induisent des variations cycliques de la pression atmosphérique, donc de la force et direction des vents [Tokano and Neubauer, 2002]. La période de ce cycle correspond à la période de rotation et révolution de Titan autour de Saturne qui est de 15 jours.

La découverte de dunes à la surface de Titan a, dans un premier temps, fait l'objet d'une caractérisation morphologique dont nous avons résumé les points dans les sections précédentes. Ce travail est malheureusement limité par la faible résolution spatiale des observations. Bien que fournissant des informations jamais obtenues auparavant, les résolutions spatiales restent

loin d'égaliser celles utilisées pour l'étude de Mars et naturellement de la Terre. Il est donc légitime qu'une partie des dunes et des leurs détails nous restent encore dissimulés. De futures missions sont à l'étude pour retourner étudier Titan de manière plus détaillée et viendraient ainsi compléter la mission *Cassini-Huygens* qui est étendue jusqu'à 2017. Néanmoins, malgré cette limitation, le côté omniprésent de ces mega-dunes apparaît comme une contrainte importante sur le régime de vent à l'échelle globale. L'observation des dunes permettrait de contraindre les modèles de circulation globale [Tokano et al., 2006; Tokano, 2007, 2008]. Ces structures longitudinales permettent entre autre d'avoir une indication de la direction moyenne du vent qui est alignée avec les dunes. Une cartographie de celle-ci est présentée par la figure 1.18. En fonction du comportement des grains, et donc des processus de formation des dunes qui y sont associés, il est possible de raffiner ces contraintes sur le régime de vents comme nous le verrons au cours de notre étude.

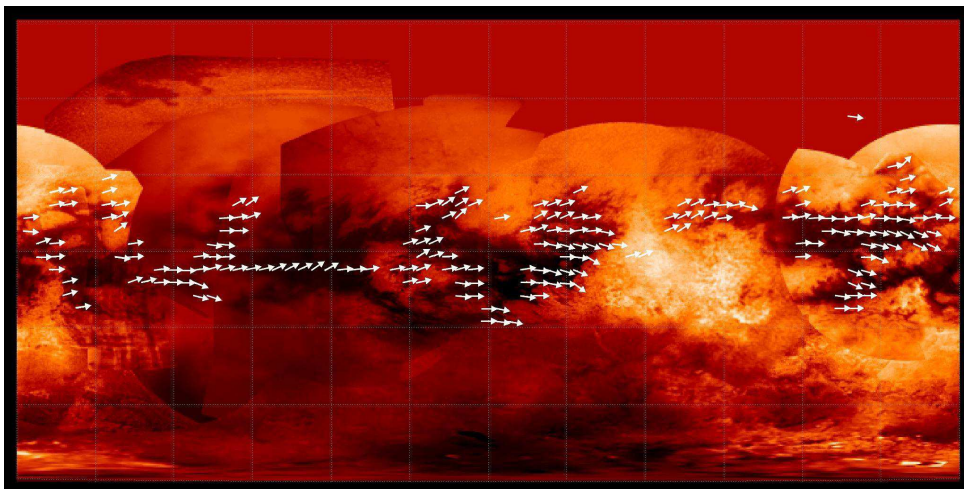


FIG. 1.18: **Vents à la surface de Titan.** Les flèches blanches indiquent la direction des vents moyens déduits de l'observation des dunes pour les régions imagées par le radar. La carte en arrière plan est une projection orthographique de la surface de Titan obtenue à partir du *Cassini's Imaging Science Subsystem*. Image NASA/JPL/Space Science Institute (PIA11801).

Titan occupe une place un peu particulière dans cette étude. C'est par la découverte de sa surface géologiquement riche, imagée par l'instrument radar de la mission *Cassini*, et l'étude de celle-ci que ce travail a débuté. Pour ce travail, nous nous intéressons principalement à l'étude expérimentale et numérique des dunes, néanmoins une collaboration avec l'équipe de l'instrument radar de *Cassini* a été maintenue en parallèle de l'étude présentée ici. Nous avons joint à ce manuscrit deux articles issus de cette collaboration et traitant de la découverte et la caractérisation des dunes à la surface de Titan [Lorenz et al., 2006b; Radebaugh et al., 2008, annexe E.1.1 et E.1.3 respectivement] ainsi qu'une brève présentation générale de ce satellite (annexe D). De plus, bien que le travail présenté ici soit centré sur les dunes, celui-ci s'inscrit dans une démarche plus générale de caractérisation des processus d'interaction entre la surface et l'atmosphère. Dans ce contexte, une autre étude à également été menée sur Titan en collaboration avec l'équipe radar. Celle-ci concerne la possibilité de cryovolcanisme à la surface de Titan et son lien avec le méthane atmosphérique. Une discussion rattachée à ce sujet est également brièvement présentée en annexe E.1.2 et est accompagnée d'un article qui en résulte [Lopes et al., 2007].

1.4 Une histoire de dunes

Bien que les dunes soient commentées et décrites depuis de nombreux siècles, il est en général admis que leur étude a commencé avec Ralph A. Bagnold et la publication de *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes* en 1941. Il fut le premier à s'intéresser en détail à la physique sous-jacente à ces formes. Pour comprendre celles-ci, il coupla des études de terrain à une approche expérimentale. Au travers de mesures de vent et de flux de sable, son travail se concentrait principalement sur la compréhension de la mise en mouvement des grains sous l'action du vent, à l'échelle microscopique. Il proposa également certains mécanismes pour expliquer la naissance et la forme des dunes. Son travail reste encore aujourd'hui à la base de toutes les études sur les dunes.

Il faut attendre les années 70 et 80 et l'apport de l'hydrodynamique pour connaître un véritable essor de l'intérêt porté aux dunes. Les mesures de vents, de flux de sable et de seuils de mise en mouvement restent alors les objets centraux des mesures. Néanmoins, malgré l'amélioration des moyens techniques, le problème apparaît plus complexe que prévu. Les mesures des vents sont peu fiables proche de la surface en raison des grains en saltation et mettent en évidence des profils non triviaux. Le cisaillement qui s'applique aux grains apparaît difficilement déterminable. La turbulence semble jouer un rôle non négligeable dans le transport. L'interaction entre l'écoulement de l'air, le flux de sable et la forme de la dune apparaît un problème couplé par les échanges d'énergie et les contraintes spatiales. La modification de chacun des paramètres rétroagissant sur les autres. Se rajoute à cela que sur le terrain rien n'est parfait. Les vents instantanés ne reflètent pas forcément ceux qui ont donné naissance aux structures et il est difficile de relier les différentes morphologies aux régimes de vents qui les créent. De plus, les dunes interagissent en permanence entre elles, reçoivent un apport de sable et ne peuvent que rarement être considérées comme étant isolées. La complexité des dunes apparaît sous un nouveau jour. Néanmoins, depuis le milieu des années 80, une nouvelle approche se développe : Pouvons-nous comprendre la forme et l'évolution des dunes sans avoir à remonter jusqu'au mouvement individuel des grains ? En d'autres termes, pouvons-nous avoir une approche macroscopique et non microscopique pour comprendre ces structures ? Des études de terrains permettent alors de revenir sur le travail spéculatif de Bagnold et s'intéressent au lien entre les formes des dunes et les régimes de vent [Tsoar, 1983a; Livingstone, 1988; Tsoar, 1990; Cooke et al., 1993]. La compréhension des flux de sable devient un outil pour expliquer les différentes morphologies répertoriées sur le terrain. Grâce au développement des photos aériennes et par satellites, il devient possible de suivre l'évolution des dunes [Rubin, 1990; Tsoar et al., 2004; Bristow and Lancaster, 2004; Rubin et al., 2008]. L'histoire des dunes peut, quant à elle, être étudiée au travers de l'étude de leurs structures sédimentaires [Rubin and Hunter, 1985; Bristow et al., 2000].

En parallèle de ces études de terrain, des études expérimentales qui visent à reproduire et étudier quantitativement la morphologie des dunes en laboratoire voient le jour. En particulier, des expériences en canal [Rubin and Ikeda, 1990; Dauchot et al., 2002; Endo et al., 2004; Taniguchi and Endo, 2007] et en aquarium [Hersen, 2004a; Hersen and Douady, 2005; Hersen, 2005] permettent de réduire la taille caractéristique des dunes et ainsi de les reproduire à l'échelle centimétrique. Comme nous le verrons dans le chapitre 3, nous utiliserons également cette dernière méthode pour les expériences en laboratoire de notre étude. Cette approche *macroscopique* permet également d'établir des modèles numériques pour étudier les dunes. Ces modèles, qui ne peuvent pas traiter les grains de sable individuellement, s'intéressent directement à l'échelle macroscopique des dunes. En 1975, Jackson and Hunt propose une approximation hydrodynamique qui, reprise par Sauermann en 2001, permettra la conception de

modèles 2D [Sauermann et al., 2001; Kroy et al., 2002a,b; Andreotti and Claudin, 2002] décrivant les mécanismes principaux impliqués dans la formation d’une dune. Cette approche sera par la suite développée et approfondie pour la construction de modèles 3D [Schwämmle and Herrmann, 2003a; Hersen, 2004a,b; Parteli et al., 2007a]. C’est ce type de modèle, dit *continu*, qui sera utilisé pour notre étude comme nous le verrons dans le chapitre 2. En parallèle de ce type de modèles se sont également développées des études utilisant des automates cellulaires [Nishimori and Ouchi, 1993a,b; Ouchi and Nishimori, 1995; Werner, 1995] dans lesquelles des lois locales et phénoménologiques décrivent l’évolution du tas de sable vers la morphologie dunaire ou encore le comportement de dune individuelle au sein d’un champ de dunes. Récemment, cette approche par automate cellulaire a été déplacée vers la description de l’écoulement par l’utilisation d’un modèle de gaz sur réseau. Les lits de sable évoluent alors en fonction des contraintes induites par cet écoulement [Narteau et al., 2009].

Comme nous l’avons vu, des dunes ont été observées à la surface de Mars et plus récemment à la surface de Titan. Bien que ces objets du système solaire présentent une surface et une atmosphère, éléments indispensables pour la formation de dunes, leur ressemblance s’arrête pour ainsi dire là dans ce domaine. La composition du *sable* formant les dunes y est différente pour chacun de ces objets. Les conditions atmosphériques (température, pression, densité) ainsi que la force des vents sont différentes. Par conséquent, la taille des grains déplacés et qui participent à la formation des dunes n’est également pas la même [Greeley and Iversen, 1985]. Cependant, malgré ces différences, les morphologies observées sont étonnamment similaires [Lorenz et al., 2006a,b; Lancaster, 2006; Bourke and Goudie, 2009; Bourke, 2009]. Les tailles des dunes suivent une même loi d’échelle [Claudin and Andreotti, 2006] et la physique impliquée y apparaît identique. Ces observations fournissent donc un nouveau terrain de jeu pour vérifier la validité des modèles et tester nos connaissances de la formation et l’évolution de ces structures [Parteli et al., 2006a; Parteli and Herrmann, 2007b; Rognon et al., 2008; Andreotti et al., 2009]. De plus, les formes des dunes reflètent les régimes de vents qui les ont formées. Elles sont donc souvent utilisées comme des indicateurs des vents lorsqu’une mesure directe n’est pas possible [Fenton et al., 2005; Radebaugh et al., 2006; Gardin et al., 2008; Silvestro et al., 2008; Fenton and Hayward, 2008; Radebaugh et al., 2008; Tokano, 2008; Hayward et al., 2009; Gardin et al., 2009; Silvestro et al., 2008]. En effet, sur Mars et Titan peu de mesures *in situ* sont disponibles pour déterminer les caractéristiques des vents. Approfondir les connaissances sur la formation et l’évolution des dunes pourrait ainsi permettre d’améliorer ces indicateurs et de les utiliser comme de véritables preuves observationnelles pour caractériser les régimes de vents proches de la surface.

L’ensemble de ces études de terrain, expérimentales, numériques et observationnelles ont permis d’augmenter nos connaissances sur les mécanismes impliqués dans la formation et l’évolution des dunes mais beaucoup de questions restent encore ouvertes. La relation entre la forme des dunes et les régimes de vents qui les ont engendrées reste encore à être étudiée plus en détails. Plus spécifiquement, très peu d’études ont été réalisées pour des régimes de vents non monodirectionnels. Une étude de la dynamique et de la stabilité des structures obtenues pour des régimes de vents plus complexes apparaît également comme indispensable pour mieux interpréter les observations. En particulier, la stabilité pourrait permettre de comprendre pourquoi certaines formes sont plus souvent observées que d’autres ; ou encore de savoir si certaines de ces formes sont pérennes ou seulement transitoires. Le rôle du flux de sable dans la morphologie est aussi une question encore peu étudiée. De même, les interactions au sein d’un champ de dunes ou des dunes avec le relief restent à être contraintes.

Au cours de notre étude, nous regarderons les dunes formées par des régimes de vents alternant entre deux directions par l'utilisation de simulations numériques (chapitre 2) couplées à des expériences en laboratoire (chapitre 3). Ce type de régime bimodal de vents sera appliqué à des lits de sable (chapitre 4) ainsi qu'à des barres et des tas de sable isolés (chapitre 5). Pour ces différentes conditions initiales, nous verrons l'influence de l'angle θ , séparant les deux directions de vent, sur les morphologies des dunes formées, sur leur dynamique et leur stabilité. Nos résultats seront ensuite discutés et comparés avec les observations de terrain (chapitre 6).

Chapitre 2

Physique des dunes et modélisation

La mise en mouvement des grains de sable sous l'action du vent, indispensable pour la formation des dunes, se comprend par la physique qui intervient à l'échelle du grain. Néanmoins, il est nécessaire de quitter cette approche microscopique pour pouvoir construire un modèle numérique de formation et d'évolution de dunes qui nous permettra de tester nos connaissances de ces structures. Une fois ce modèle construit, il peut être utilisé pour quantifier les conditions de formation et prédire l'évolution des morphologies observées sur le terrain.

Dans ce chapitre, nous résumerons la physique impliquée dans la mise en mouvement des grains de sable et la formation des dunes. Ensuite, nous présenterons la construction de notre modèle numérique. Nous verrons les hypothèses qui servent de base à ce modèle. Nous détaillerons comment un modèle minimal $2D$ peut alors être construit pour rendre compte de l'instabilité de lit plat à l'origine de la formation des dunes. Puis, nous présenterons le passage à un modèle $3D$ par l'introduction d'un couplage latéral entre des tranches $2D$. Nous décrirons ainsi les ingrédients minimaux qui permettent de reproduire numériquement des analogues aux structures de terrain et donc de mieux comprendre la physique des dunes. Enfin, nous discuterons ensuite des choix de paramètres utilisés pour notre étude et préciserons les limitations de construction de l'enveloppe pour ce modèle.

Sommaire

2.1	Du sable en mouvement	34
2.1.1	Mise en mouvement d'un grain	34
2.1.2	Différents types de mouvements de grain	38
2.1.3	Flux de sable	39
2.1.4	Bulle de recirculation et avalanches	40
2.2	Principes de modélisation des dunes	42
2.3	Modèle continu à 2 dimensions	44
2.3.1	Écoulement et flux de sable	44
2.3.2	Bulle de recirculation, enveloppe et avalanches	46
2.3.3	Évolution	49
2.4	Couplage et passage à 3 dimensions	50
2.5	Paramètres du modèle et régimes de vents	54
2.5.1	Choix des paramètres intrinsèques au modèle	54
2.5.2	Taille et pas spatial de la grille	56
2.5.3	Pas de temps d'intégration	57
2.5.4	Régimes de vents et conditions aux bords	57
2.5.5	Période du régime de vents	58
2.5.6	Résumé des valeurs des paramètres	59
2.6	Limitations de construction de l'enveloppe	60

2.1 Du sable en mouvement

Une dune est un tas de sable sculpté par le vent. Ce dernier transfère de l'énergie aux grains de sable pour les déplacer. Le mouvement des grains tend à adapter la forme du tas au vent qu'il ressent. Cette forme modifie à son tour l'écoulement de l'air et il se construit peu à peu une forme cohérente qui résulte de cette interaction permanente. Ce couplage complexe est illustré ci-dessous par la figure 2.1.

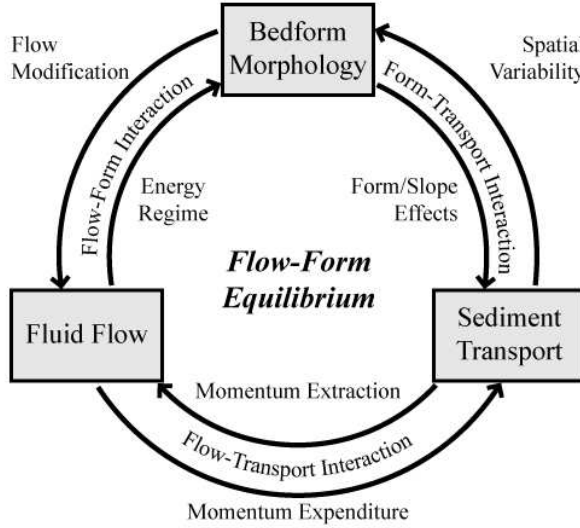


FIG. 2.1: **Les dunes : un problème complexe.** Cette figure, reproduite de Livingstone et al. [2007], illustre les couplages complexes entre l'écoulement de l'air, le flux de sable et la forme de la dune.

Il est possible de regarder ce problème à différentes échelles. Dans un premier temps, nous pouvons considérer la physique à l'échelle du grain de sable. Ce regard microscopique permet de comprendre la mise en mouvement d'un grain et son type de déplacement. Dans un second temps, une approche macroscopique permet de comprendre l'apparition et la formation de dunes et l'instabilité qui en est à l'origine. Dans les quelques pages qui suivent, nous présentons très brièvement les ingrédients physiques qui permettent de comprendre la mise en mouvement d'un grain de sable ainsi que l'apparition de formes dunaires. Pour plus de détails sur les points présentés ici, le lecteur est invité à consulter des livres tels que [Bagnold, 1941; Greeley and Iversen, 1985; Cooke et al., 1993].

2.1.1 Mise en mouvement d'un grain

Proche de la surface, la vitesse d'un écoulement turbulent (à grand nombre de Reynolds) varie de manière logarithmique avec la hauteur. Ce profil de vitesse peut s'écrire : $u(z) \propto u_* \ln(z/z_0)$, où u_* est la vitesse de cisaillement à la surface et z_0 la rugosité de surface. La différence de vitesse liée à cet écoulement crée un cisaillement qui permet le transfert d'énergie du vent vers les grains. Sous l'action du vent, un grain subit alors une force de soulèvement \vec{F}_L et une force d'entraînement \vec{F}_D qui tendent à le mettre en mouvement. Ce grain est également soumis à son poids \vec{P}_a et éventuellement à une force de cohésion \vec{I}_p qui tendent quant à elles à s'opposer à sa mise en mouvement. Un schéma de ces forces est représenté sur la figure 2.2.

Force de soulèvement : \vec{F}_L . Un grain posé à la surface d'un lit de sable représente un obstacle qui modifie localement l'écoulement dont la vitesse est accélérée au dessus du grain.

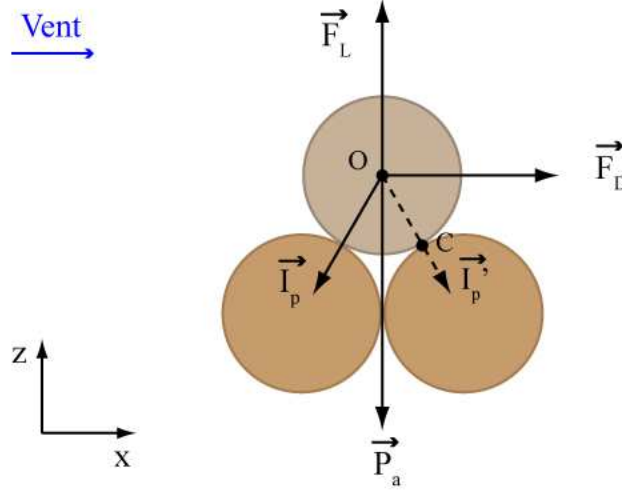


FIG. 2.2: **À l'échelle du grain.** Schéma simplifié des forces qui s'exercent sur un grain situé à la surface d'un lit de sable. En fonction du bilan du moment de ces forces par rapport au point de contact C , le grain est mis en mouvement.

Le resserrement des lignes de courant au dessus de celui-ci entraîne une diminution de la pression comme prévu par l'équation de *Bernoulli*. Cette dépression crée une aspiration qui tend à soulever le grain. Pour un écoulement turbulent, ce phénomène peut être amplifié par la présence de tourbillons qui, amplifiant localement la vitesse, créent également une dépression. Le profil logarithmique de la vitesse de l'écoulement implique que cette force est particulièrement efficace proche de la surface, où le gradient de vitesse est le plus important, mais diminue rapidement en intensité dès que le grain a décollé. Cette force de soulèvement est orientée dans le sens du gradient de pression est donc perpendiculaire à la vitesse de cisaillement. Elle est en général exprimée comme proportionnelle à la force d'entraînement F_D dans le cas du transport de sable [Greeley and Iversen, 1985]. En introduisant γ , le coefficient de proportionnalité par rapport à la force d'entraînement, nous pouvons écrire :

$$\vec{F}_L = \gamma \|\vec{F}_D\| \cdot \vec{u}_z, \quad (2.1)$$

Cette force, nécessaire pour soulever le grain de la surface est fondamentale dans la mise en mouvement des grains. Elle reste un point assez délicat et apparaît difficilement quantifiable sur le terrain et en laboratoire [Greeley and Iversen, 1985].

Force d'entraînement : \vec{F}_D . Il s'agit d'une force de frottement liée à l'action du vent sur le grain. Elle est particulièrement efficace lorsque le grain a décollé de la surface. Elle s'exprime de la même manière que la force de résistance qui s'applique sur une bille en chute soumise aux frottements de l'air et est orientée dans le sens de l'écoulement. En régime stationnaire, cette forme s'exprime :

$$\vec{F}_D = \frac{1}{2} C_p \frac{\pi D_p^2}{4} \rho_f u^2 \cdot \vec{u}_x, \quad (2.2)$$

Dans cette expression, C_p est un facteur sans dimension dépendant de la forme de l'objet ainsi que du type d'écoulement (au travers du nombre de Reynolds) et u est la vitesse de l'écoulement

par rapport au grain. Cette force communique de l'énergie au grain et est responsable de son accélération et de son déplacement dans le sens du vent. Elle tend asymptotiquement à faire se déplacer un grain à la même vitesse que l'écoulement. Lorsque la vitesse du grain augmente et se rapproche de celle de l'écoulement, la vitesse relative u diminue et l'effet de la force d'entraînement est plus faible.

Dans le cas d'un écoulement turbulent, la présence de tourbillons peut créer localement des vitesses ascendantes importantes. La force d'entraînement a alors une composante verticale qui tend à faire s'élever le grain et ainsi à s'opposer directement à l'action du poids.

Poids : \vec{P}_a . Dans notre cas, nous nous intéressons au poids apparent du grain dans le fluide environnant. Si nous considérons le cas simple d'un grain sphérique homogène, nous avons l'expression standard suivante :

$$\vec{P}_a = -\frac{\pi D_p^3}{6}(\rho_p - \rho_f)g \cdot \vec{u}_z, \quad (2.3)$$

Dans cette expression, D_p est le diamètre d'un grain et ρ_p sa masse volumique. ρ_f est la masse volumique du fluide environnant et g est la pesanteur.

Force de cohésion : \vec{I}_p . Cette force peut être de différentes natures. Elle peut être électrostatique pour des grains de petite taille, comme dans le cas de poussières. Elle peut également être liée à une tension de surface due à des ponts liquides entre des grains humides ou encore au *collage* des grains entre eux comme dans le cas des mega-dunes de neige en Antarctique. Dans le cas classique de grains de sable composés de quartz, ceux-ci n'interagissent entre eux que lors des collisions et il n'y a pas de force de cohésion, *i.e.* $I_p = 0$.

Dans le cas sans cohésion et pour la géométrie simplifiée du schéma de la figure 2.2, il est possible de calculer une vitesse seuil de mise en mouvement des grains u_t . Celle-ci se détermine à partir de l'égalité entre les moments des forces de soulèvement et d'entraînement avec celui du poids apparent par rapport au point de contact C. Pour une vitesse d'écoulement inférieure à cette valeur seuil, le grain reste immobile à la surface du lit de sable. Au delà, l'action du vent sur le grain l'emporte sur le poids et met le grain en mouvement.

$$u_t = \sqrt{\frac{1}{3(\sqrt{3} + \gamma)C_p}} \cdot \sqrt{\frac{\rho_p - \rho_f}{\rho_f} D_p g}, \quad (2.4)$$

Cependant, ce calcul se complique rapidement dès que le cas idéalisé présenté ici est quitté et qu'une configuration réaliste de grains est considérée. De plus, le préfacteur hydrodynamique C_p est difficile à déterminer pour des grains de sable de géométrie non régulière. De même, le paramètre de couplage γ utilisé pour relier F_L à F_D dépend de la forme du grain et des caractéristiques locales de l'écoulement turbulent. Alors que la détermination analytique de ces forces n'est pas envisageable, des expériences en tunnels à vent *Greeley1985* permettent d'étudier la réponse d'un grain à un écoulement (avec une vitesse de cisaillement à la surface u_*). Il convient pour décrire cette dépendance d'introduire le nombre de Shields tel que :

$$\Theta_c = \frac{u_*^2 \rho_f}{(\rho_p - \rho_f) D_p g}, \quad (2.5)$$

Pour un écoulement turbulent, pour de grands nombres de Reynolds de grains $u_* D_p / \mu$, ce nombre sans dimensions atteint une valeur critique de l'ordre de 0,1 et est approximativement constant pour l'ensemble des grains de sable. Dans ce régime, un grain de $250 \mu\text{m}$ de diamètre aura une vitesse seuil de mise en mouvement d'environ $0,2 \text{ m/s}^{-1}$ dans le cas éolien terrestre.

Le problème se complexifie encore un peu pour les grains de faible taille pour lesquels de la cohésion est à prendre en considération. Une fois de plus, des expériences en laboratoire permettent alors d'étudier le comportement des grains et d'en déterminer la mobilité (FIG. 2.3 et [Bagnold, 1941; Greeley and Iversen, 1985]). Les considérations précédentes dans le cas sans cohésion impliquaient une vitesse de mise en mouvement de plus en plus faible pour des grains de plus en plus petits. Cependant, l'ajout de la cohésion, qui est de plus en plus importante lorsque la taille des grains diminue, permet de mettre en évidence l'existence d'une taille pour laquelle la vitesse seuil est minimum et qui sera donc celle la plus susceptible de participer à la formation des dunes. Ces études expérimentales peuvent être extrapolées, dans une certaine mesure, vers des conditions de température et pression difficilement réalisables en laboratoire. Il est ainsi possible de déduire la mobilité des grains pour Vénus et Titan bien que les conditions qui règnent à leur surface ne soient pas reproductibles dans les tunnels à vent (FIG. 2.3).

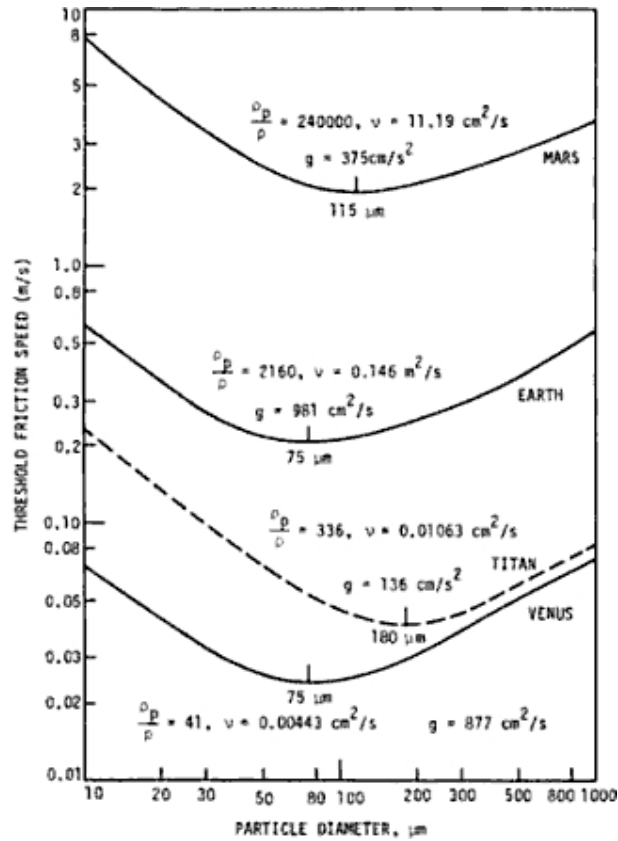


FIG. 2.3: **Mobilité des grains.** Vitesse seuil de mise en mouvement des grains en fonction de leur taille pour la Terre, Mars, Venus et Titan. Les minima de ces courbes correspondent donc aux tailles de grains les plus facilement transportables pour chacun de ces objets planétaires. Image tirée de [Greeley and Iversen, 1985].

2.1.2 Différents types de mouvements de grain

En fonction du bilan de ces forces et des propriétés des grains et de l'écoulement, les mouvements peuvent être de différents types. Un moyen de séparer le domaine d'existence de ces différentes sortes de mouvement est de s'intéresser à la vitesse de l'écoulement par rapport à la vitesse limite de chute d'un grain dans l'air U_L . Cette vitesse est celle pour laquelle le poids est compensé par la force d'entraînement F_D qui est donc ici une force de résistance au mouvement :

$$U_L = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{\rho_p - \rho_f}{\rho_f} \frac{D_p}{C_p} g}, \quad (2.6)$$

Suspension Lorsque la vitesse de cisaillement de l'écoulement u^* est nettement supérieure à cette vitesse limite ($u^* \gg U_L$), la dynamique du grain est contrôlée par l'écoulement. Une fois décollé de la surface, le grain peut être entraîné par l'écoulement de manière plus efficace que son poids ne tend à le faire retomber à la surface. En particulier, comme nous l'avons mentionné au cours de la description de la force d'entraînement, pour des écoulements à grand nombre de Reynolds, la présence de tourbillons peut créer un mouvement ascendant du grain compensant l'action du poids. Le grain peut alors être transporté haut au-dessus de la surface et suivre l'écoulement sur une grande distance avant de redescendre au sol. Les grains peuvent atteindre des hauteurs de l'ordre du kilomètre et des déplacements encore plus grands. Ce type de déplacement est nommé *suspension* (FIG. 2.4). Cette condition sur la vitesse de cisaillement par rapport à la vitesse limite est plus facilement vérifiée pour des grains petits et/ou légers tels que les poussières. Il est à noter que pour ces dernières, il faut souvent vaincre la force de cohésion électrostatique pour initier ce déplacement. Ce mode de déplacement ne crée pas de mouvement cohérent des grains et ne permet pas la formation de structures telles que les dunes.

Reptation Dans le cas de grains gros et lourds, l'énergie nécessaire pour leur mise en mouvement est plus importante. La vitesse seuil u_t est difficilement atteinte et la force de soulèvement F_L n'est donc pas suffisante pour décoller le grain de la surface. Cependant, le moment des forces de soulèvement et d'entraînement peut malgré tout être suffisant pour mettre le grain en mouvement. Ce mouvement dit de *reptation* consiste en un déplacement du grain qui roule sur la surface et donc sur les grains voisins (FIG. 2.4). La distance caractéristique de ce mouvement de reptation est de l'ordre de la taille des grains. Le mouvement de ces *reptons*, grain en reptation, peut également être dû à un transfert d'énergie liée à l'impact d'autres grains en mouvement de saltation. Les grains susceptibles de se mettre en saltation peuvent donc eux aussi se déplacer par reptation.

Saltation Dans le cas où la vitesse de cisaillement reste inférieure à la vitesse limite tout en étant supérieure à la vitesse seuil de mise en mouvement u_t ($u_t < u^* < U_L$), un grain décollé de la surface est entraîné par l'écoulement mais ce dernier ne permet pas de compenser l'action du poids. Il est alors entraîné en aval de l'écoulement et accéléré par celui-ci pendant que le poids le fait retomber à la surface. Ce déplacement caractéristique est appelé mouvement de *saltation* (FIG. 2.4). Ce type de déplacement est rencontré pour des grains de taille et poids intermédiaires (appelés *sable* par les géologues). La distance caractéristique de saltation est de l'ordre de la dizaine de centimètres. C'est principalement ces *saltons*, grains en saltation, qui sont à l'origine de la formation des dunes.

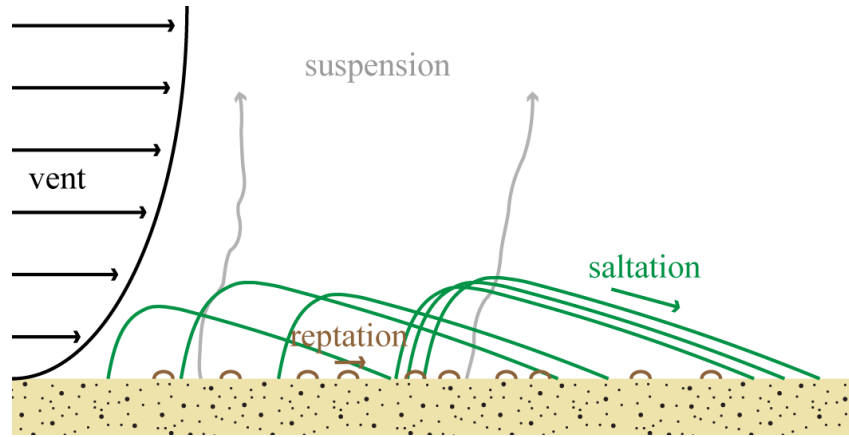


FIG. 2.4: **Modes de transport des grains.** Représentation schématique des 3 types de mouvements de grains déplacés par le vent : saltation, reptation et suspension.

2.1.3 Flux de sable

Naturellement, le mouvement d'un grain ne suffit pas à former une dune. Il est nécessaire de voir comment ceux-ci se comportent collectivement et comment ils interagissent avec l'écoulement et entre eux pour comprendre l'apparition de ces structures et les morphologies observées.

Saturation du flux et taille minimale des dunes La mise en mouvement d'un grain de sable correspond à un transfert d'énergie entre le fluide et le grain. La quantité d'énergie disponible étant limitée, la quantité de grains pouvant être mis en mouvement est par conséquent elle aussi limitée. Il existe donc une valeur dite de saturation au-delà de laquelle le fluide ne peut plus se charger en sable. Ce flux de sable saturé ne correspond que rarement au flux de sable réel. Il existe une longueur caractéristique sur laquelle le vent se charge en sable qui entraîne un retard du flux de sable réel sur le flux saturé. Prenons par exemple la transition entre un sol non érodable et un sol couvert de grains transportable par le vent. Lors du passage du sol dur au sable, le vent ne peut pas se charger immédiatement d'une quantité de sable équivalente à la valeur de saturation. Le flux de sable n'atteint cette valeur qu'après une certaine distance caractéristique appelée longueur de saturation (l_s). En effet, les premiers grains mis en saltation vont, en retombant au sol, transmettre de l'énergie à d'autres grains. Ces grains pourront alors plus facilement être mis en mouvement de saltation. Ainsi de suite, la quantité de grains en saltation augmente jusqu'à ce que le flux de saltation soit saturé. Se rajoute à ce décalage le fait que la valeur du flux de sable saturé, qui dépend de l'écoulement, change en fonction du relief de la dune. Par conséquent, le flux de sable réel est en constante adaptation aux variations du flux saturé.

La longueur de saturation l_s dépend des caractéristiques du fluide et des grains. Elle est proportionnelle à la longueur d'entraînement (de *drag*) et donc à la grandeur $\frac{\rho_p - \rho_f}{\rho_f} D_p$. Dans le cas éolien terrestre, $l_s \simeq 7$ m. Elle est la clé pour comprendre la longueur d'onde caractéristique d'instabilité d'un lit plat de sable, la présence d'instabilités secondaires sur les mega-dunes ainsi que la taille minimale pour les dunes. Partant d'un flux de sable nul, sur une distance inférieure à l_s celui-ci augmente et tend à atteindre la valeur du flux saturé. Le budget net en sable sur cette distance est donc négatif, il y a donc érosion. Un tas de taille inférieure à l_s sera donc érodé progressivement et se videra de son sable, introduisant ainsi une taille minimale pour la

formation des dunes. Dès que la distance l_s est dépassée le flux de sable atteint la valeur du flux saturé et la quantité de sable transportée ne peut plus augmenter. Le sable érodé en amont commence alors à se déposer. L'existence de ces zones d'érosion et de déposition implique qu'un lit plat de sable est instable sous l'action du vent et donnera naissance à des dunes si la quantité de sable disponible est suffisante.

Couplage saltation-reptation Les grains de sable en saltation transfèrent de l'énergie aux grains de surface lors de leurs impacts. Ces grains peuvent être mis en mouvement de saltation, si l'énergie est suffisante, mais ils peuvent également rester au sol et se déplacer par reptation. Ce mouvement, bien que majoritairement dans le sens du vent en raison de la direction des grains en saltation, dépend du gradient local de hauteur. En effet, suite à un impact, il sera plus facile pour un grain de se mettre en mouvement de reptation dans le sens de la pente plutôt qu'en remontant celle-ci. Ce transfert d'énergie peut donc entraîner une diffusion du sable perpendiculairement à la direction du vent. Nous verrons que ce flux de reptions est indispensable pour la formation des dunes et comprendre leur morphologie. Par exemple, la considération d'un flux latéral de sable permet de comprendre la forme en croissant des barchannes [Hersen, 2004a]. Ce transfert d'énergie est aussi à l'origine de la présence des rides sur le dos des dunes.

2.1.4 Bulle de recirculation et avalanches

Un des processus importants dans la formation des dunes est l'apparition d'une face d'avalanche. Celle-ci se forme lorsqu'il se produit un décollement de l'écoulement. Pour une variation trop importante de relief, l'écoulement n'a pas la possibilité de s'adapter instantanément à la variation locale de hauteur. Une bulle de recirculation est formée comme illustré sur la figure 2.5. Dans cette bulle, l'érosion n'est plus effective et le sable est principalement déposé. Cette accumulation de sable, au niveau de la crête, a alors lieu jusqu'à ce que l'angle du tas de sable, côté bulle de recirculation, atteigne l'angle de repos du sable soit environ 30° . Dès que cet angle est dépassé, une avalanche se déclenche et en régule la valeur. La face d'avalanche agit comme un piège pour le sable. Les grains sont déplacés, montés jusqu'au sommet de la dune (ou plus exactement la crête) par le vent, puis chutent au pied de la face d'avalanche par gravité. C'est la répétition de ce cycle qui fait avancer et/ou mûrir les dunes. Les positions successives des faces d'avalanches forment petit à petit la structure sédimentaire interne des dunes.

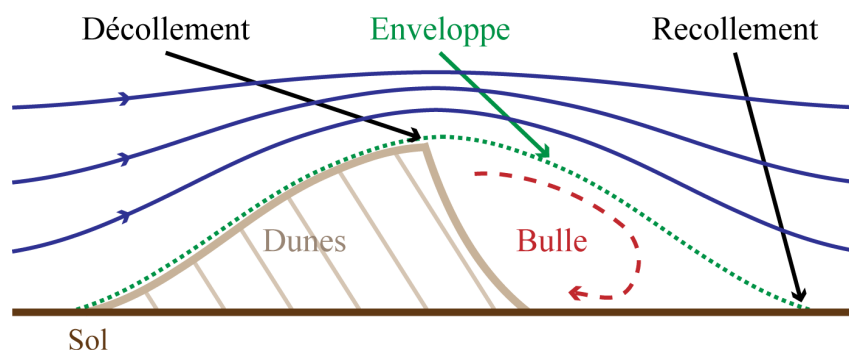


FIG. 2.5: **Bulle de recirculation** : Schéma de principe. À l'arrière d'une dune, l'écoulement ne s'adapte pas au changement brutal de relief. Une bulle de recirculation limitée par l'enveloppe est alors formée.

L'apparition de cette face d'avalanche permet de différencier deux types de structures. Pour une taille de tas de sable trop petite en comparaison de la longueur de saturation l_s , la face d'avalanche ne se développe pas. Le piège à sable ne se met pas en fonctionnement et l'érosion du tas le vide petit à petit de son sable. Cette forme correspond à la solution *dôme*. C'est par exemple le cas au niveau des cornes d'une barchane. Lorsque la taille minimale est dépassée, la face d'avalanche peut se former. Il s'agit alors de la solution *dune*.

2.2 Principes de modélisation des dunes

L'utilisation d'un modèle numérique donne la possibilité, tout comme dans le cadre des expériences en laboratoire, de s'extraire de la complexité des cas de terrain pour étudier des cas idéaux dans des conditions contrôlées. La comparaison des résultats numériques aux structures observées sur le terrain permet alors de tester les ingrédients physiques introduits dans le modèle, d'en dégager les paramètres importants et d'en déduire leurs influences sur la morphologie des dunes. Ce modèle peut ensuite être utilisé pour prédire l'évolution morphologique des structures ou encore pour quantifier les conditions principales de leur formation.

Différentes approches sont possibles afin de construire un modèle numérique de formation et d'évolution de dunes. Elles se repartissent principalement en deux catégories : celles basées sur des *automates cellulaires* [Nishimori and Ouchi, 1993b; Werner, 1995; Baas, 1999; Narteau et al., 2009] et celles qui utilisent des modèles qualifiés de *continus* [Sauermann, 2001; Andreotti and Claudin, 2002; Hersen, 2004a; Parteli and Herrmann, 2007a]. Le modèle numérique que nous utilisons pour notre étude et dont nous détaillerons la construction dans les sections suivantes appartient à cette seconde catégorie. Ce type de modèle a déjà été utilisé pour l'étude des dunes, principalement de types barchanes [Hersen, 2004a; Hersen and Douady, 2005] mais également des formes plus complexes [Duran and Herrmann, 2006; Parteli et al., 2007a]. Une illustration des résultats de ce type de modèles est présentée en figure 2.6.

Les modèles continus consistent à implémenter les équations physiques élémentaires qui régissent la formation des dunes. Ces ingrédients minimaux décrivent à la fois l'écoulement autour des dunes et le comportement des grains. Dans un premier temps, le comportement de l'écoulement en présence du lit de sable est déterminé (section 2.3.1). Ensuite, l'influence de cet écoulement sur le lit de sable, au travers du calcul des flux de sable (section 2.3.2), permet d'en déduire la modification des structures. Enfin, ce processus est itéré afin de modéliser l'évolution du lit de sable et ainsi simuler l'action du vent (section 2.3.3). Par conséquent, il apparaît indispensable de connaître avec précision l'écoulement tout au long de l'évolution des structures. Une résolution des équations de *Navier-Stokes* semble alors requise. Cependant, aborder ce problème de cette manière serait extrêmement gourmand en temps et puissance de calcul. Afin de contourner cette difficulté, nous utilisons une simplification de l'approximation proposée par Jackson and Hunt [1975] qui détermine l'expression de l'écoulement au dessus d'une bosse de faible rapport d'aspect. Cette simplification a été proposée et appliquée pour la première fois aux dunes par Sauermann [2001]. Il est pourtant à noter que les rapports d'aspect des dunes ($\frac{H}{L} \simeq 0, 1$) ainsi que la présence d'une bulle de recirculation à l'arrière de celles-ci (section 2.1 et FIG. 2.9) sortent du cadre de l'approximation faite par Jackson and Hunt [1975]. Toutefois, cette approche s'est déjà montrée fructueuse et a permis de reproduire quantitativement l'instabilité qui est à l'origine de la formation des dunes [Sauermann, 2001; Kroy et al., 2002a,b; Hersen, 2004a; Hersen and Douady, 2005; Hersen, 2005] ainsi que pour l'étude des rides [Langlois and Valance, 2005; Valance and Langlois, 2005; Valance, 2005; Pelletier, 2009].

La modélisation du comportement des grains par une approche microscopique qui consisterait à reprendre directement les forces présentées dans la section 2.1 et à les appliquer à chacun des grains serait lourde et laborieuse. Ces modèles sont donc macroscopiques. Ils ne traitent pas des grains individuellement mais s'intéressent directement aux flux de sable liés à l'écoulement autour des dunes ainsi qu'à leur forme.

La taille caractéristique de l'instabilité de lit plat responsable de la formation des dunes est quant à elle introduite par le décalage du flux de sable effectif par rapport au flux de sable saturé au travers d'une longueur de saturation.

Pour notre étude, nous sommes partis du modèle $\subset \mathbb{C}$ développé par Hersen [2004a]. Ce modèle utilisé pour l'étude des barchanes ne permettant que la simulation d'un vent monodirectionnel, nous l'avons amélioré dans le but de pouvoir utiliser des régimes de vents plus complexes tels que des régimes de vents bimodaux.

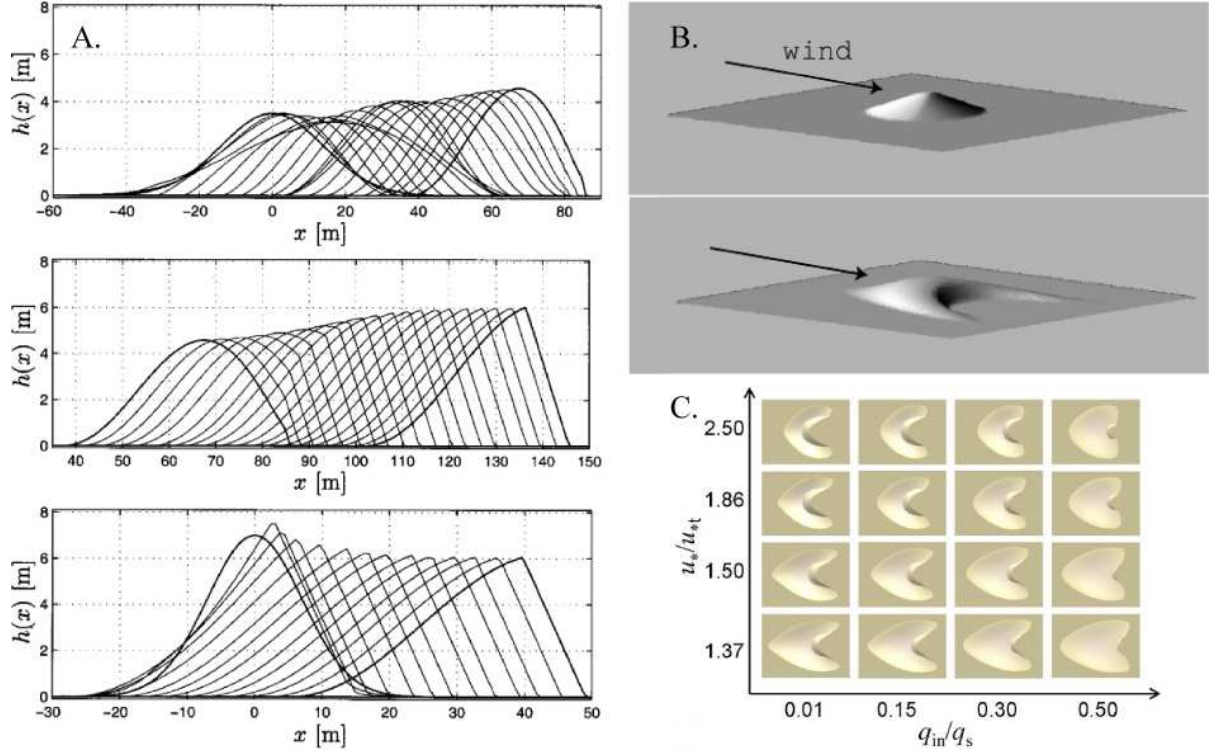


FIG. 2.6: **Profil de dune par modèle continu.** A.) Étude de convergence vers la forme dunaire à partir de conditions initiales différentes par modèle continu [Kroy et al., 2002a]. B.) Vers un modèle à 3 dimensions [Hersen, 2004a]. C.) Étude morphologique [Parteli et al., 2007a].

2.3 Modèle continu à 2 dimensions

Nous nous plaçons dans un premier temps dans le cadre d’une approche à 2 dimensions. Cette première étape nous permet de présenter les ingrédients minimaux nécessaires à un modèle de type continu de l’instabilité qui contrôle la formation de dunes. Il correspond à l’approche présentée par Sauermann [2001], Sauermann et al. [2001], Kroy et al. [2002a], Kroy et al. [2002b] ou encore Andreotti and Claudin [2002].

2.3.1 Écoulement et flux de sable

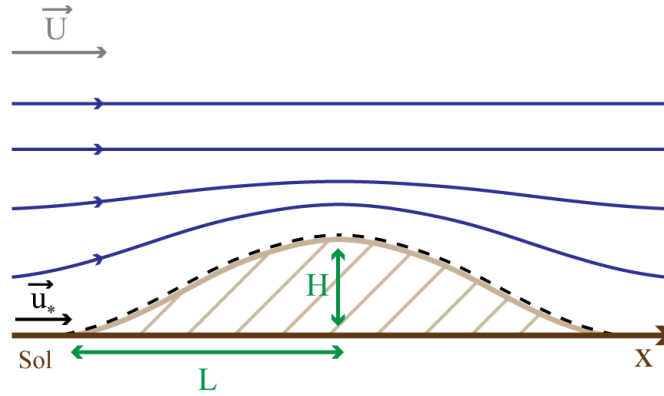


FIG. 2.7: Écoulement au dessus d’une bosse.

La première étape consiste à appliquer l’approximation dérivée du calcul de Jackson and Hunt [1975] sur l’écoulement au dessus d’une bosse de faible rapport d’aspect. Dans leur étude, ils déterminent la modification de l’écoulement en raison de la présence de l’obstacle (la bosse). Ils appliquent, pour cela, un procédé de “*matching asymptotique*” entre les différentes régions de l’écoulement. Ce calcul, excessivement lourd et non trivial, ne sera pas détaillé ici. Il permet de déterminer l’expression de la variation, suivant l’axe x (FIG. 2.7), de la vitesse de l’écoulement à la surface de la dune u_* . C’est cette vitesse de cisaillement qui est responsable de la mise en mouvement des grains :

$$\frac{u_*^2(x)}{U_*^2} = 1 + A' \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial_x h(x)}{x - \xi} d\xi + B' \partial_x h(x), \quad (2.7)$$

où U_* est la vitesse de cisaillement sur fond plat (i.e. sans bosse),
et A' et B' sont des paramètres hydrodynamiques sur lesquels nous reviendrons.

Pour un écoulement turbulent, nous pouvons ré-exprimer cette expression en terme du cisaillement τ qui s’applique à la surface et donc sur les grains en utilisant la relation $\tau(x) = \rho_f u_*^2(x)$:

$$\frac{\tau(x)}{\tau_0} = 1 + A' \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial_x h(x)}{x - \xi} d\xi + B' \partial_x h(x), \quad (2.8)$$

où τ_0 est le cisaillement sur fond plat.

Les paramètres A' et B' ne sont pas des facteurs constants. Ils dépendent de la longueur de la bosse (ici L) et de la rugosité z_0 de la surface (typiquement $z_0 = D_p/30$, où D_p est le diamètre des grains [Greeley and Iversen, 1985]) au travers de la grandeur $\ln \frac{2L}{z_0}$. Certains modèles [Parteli et al., 2009] explicitent cette dépendance. Toutefois, les gammes de variation des ces grandeurs sur le terrain ne modifient que légèrement les paramètres A' et B' . Ils seront donc considérés constants dans notre modèle.

Flux de sable saturé

Pour un profil de hauteur donné nous connaissons le profil de vitesse, et donc le cisaillement qui crée l'érosion des grains de sable (eqn. 2.7 et 2.8). Nous considérons que le flux de sable saturé varie au premier ordre linéairement avec ce cisaillement. Il est alors possible d'en déduire l'expression du flux de sable saturé q_s à partir de l'équation précédente :

$$\frac{q_s(x)}{Q_s} = 1 + A \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial_x h_{env}(x)}{x - \xi} d\xi + B \partial_x h_{env}(x), \quad (2.9)$$

où Q_s est le flux saturé de sable sur fond plat.

Cette dernière équation (eqn. 2.9) permet donc de déterminer, pour un profil de hauteur donné $h(x)$, la variation du flux de sable saturé. Nous pouvons remarquer que le terme intégral, donc non local, rend compte de l'effet global du relief sur l'écoulement. Le second terme est quant à lui local. Il correspond à l'augmentation de la quantité de sable transportée (*i.e.* érodée) lorsque la pente fait face au vent. En pratique, cette équation est résolue numériquement par passage dans l'espace de Fourier. En notant \hat{h} la transformée de Fourier de h et \hat{q} celle du flux normalisé q/Q_s , nous pouvons écrire :

$$\hat{q} = A |k| \hat{h} - i B k \hat{h}, \quad (2.10)$$

où k est le vecteur d'onde.

Flux de sable effectif

Ce flux de sable saturé q_s ne correspond pas au flux de sable réel mais représente le flux de sable maximum possible. Le flux réel de sable en saltation q_{sal} est légèrement en retard par rapport à q_s (FIG. 2.8). Ce décalage correspond au temps nécessaire pour que le vent se charge en sable, *i.e.* que la quantité maximum de grains qui peuvent être déplacés par saltation soit atteinte. La prise en compte du décalage entre le flux de saltation par rapport au flux saturé se fait dans ce modèle par l'intermédiaire d'une équation de charge simple, sur une longueur caractéristique de saturation l_s :

$$\partial_x q_{sal} = \frac{q_s - q_{sal}}{l_s}, \quad (2.11)$$

C'est la présence de cette longueur caractéristique de saturation du flux qui rompt l'invariance d'échelle hydrodynamique apparente du problème décrit par Jackson and Hunt [1975] et implique l'existence d'une longueur d'onde instable et d'une taille minimale de dune. Ce retard du flux effectif sur le flux saturé est visible sur la figure 2.10.

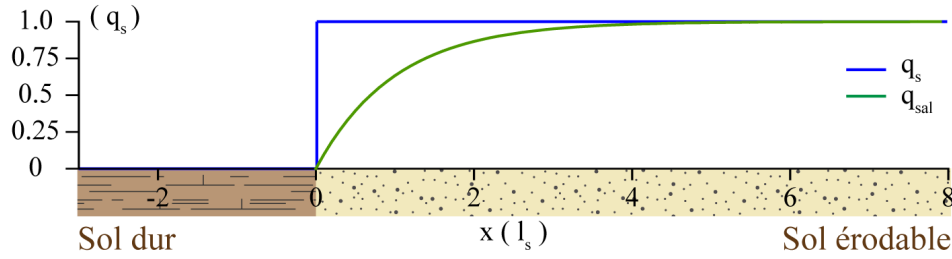


FIG. 2.8: **Chargement du vent en sable.** Au passage d'une interface entre sol non-érodable et érodable, le vent se charge progressivement en sable. Les premiers grains en saltation favorisent la mise en mouvement d'autres grains jusqu'à atteindre la valeur du flux saturé q_s . Ce phénomène a lieu sur une distance caractéristique l_s .

2.3.2 Bulle de recirculation, enveloppe et avalanches

Dans le cas des dunes, il est nécessaire de considérer la possibilité d'une bulle de recirculation. Lorsque la pente à l'arrière d'un obstacle est trop importante, comme lors de la présence d'une face d'avalanche, le fluide ne peut pas s'adapter instantanément à cette variation (section 2.1 et FIG. 2.9). Il se crée donc un décollement des lignes de courant. Dans ce cas, le profil de hauteur vu par l'écoulement ne correspond plus au profil réel de la dune $h(x)$. Il faut alors remplacer ce dernier par le profil de l'enveloppe $h_{env}(x)$. Cette enveloppe correspond à la séparatrice qui délimite la zone de recirculation dans la région de la bulle et est confondue avec le profil de la dune $h(x)$ en dehors de cette dernière.

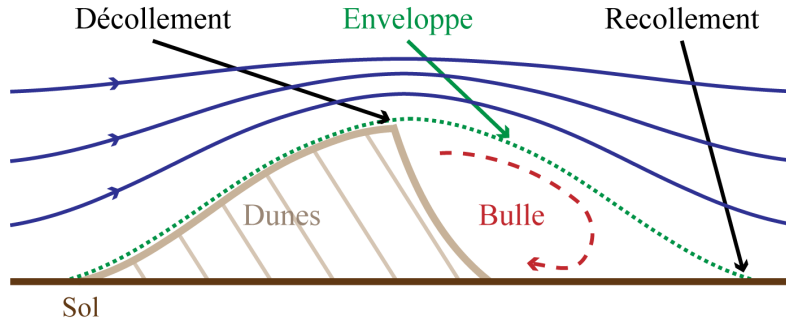


FIG. 2.9: **Bulle de recirculation.** Schéma de principe. À l'arrière d'une dune l'écoulement ne s'adapte pas instantanément au changement brutal de relief. Une bulle de recirculation est alors formée. Cette zone est délimitée par un profil d'enveloppe.

La prise en compte de la bulle de recirculation et la construction de l'enveloppe sont des points délicats dans la construction des modèles continus. Bien que des études en cellules de Hele-Shaw ainsi que certaines études numériques aient été menées [Schatz and Herrmann, 2006], il reste délicat de dériver une loi générique implémentable dans les modèles numériques. Certaines équipes optent alors pour une enveloppe de recollement elliptique [Diniaga et al., 2009]. Comme nous le verrons ci-dessous, nous optons dans notre modèle pour un recollement au profil réel plus doux en utilisant un polynôme du troisième degré pour l'enveloppe de la bulle. Bien que la construction de l'enveloppe n'affecte pas forcément directement la morphologie d'une dune numérique, elle peut affecter la manière dont les dunes interagissent entre elles, par exemple lors de collisions, de façon non négligeable.

En début de chaque itération temporelle, nous vérifions la pente locale du lit de sable μ . Si cette pente est inférieure à μ_b , il y a décollement de l'écoulement. Nous construisons alors l'enveloppe de la bulle de recirculation. En parcourant, pas par pas, le profil de hauteur $h(x)$ dans le sens du vent à partir du point de décollement, nous cherchons le premier point où le recollement est possible. Pour cela, nous calculons, pour chaque pas successif, la valeur de la pente locale. Si elle est inférieure à μ_b (TAB.2.1) et impliquerait aussi un décollement, nous passons au point suivant. Si la pente permet le recollement, nous calculons le profil de l'enveloppe. Ce profil est choisi sous la forme d'un polynôme de degré 3 :

$$h_{env}(i - i_0) = h(i_0) + p(i - i_0) + c(i - i_0)^2 + d(i - i_0)^3, \quad (2.12)$$

où i_0 est l'indice du point de décollement.

Les coefficients p , c et d sont déterminés par nos conditions aux points de décollement et de recollement. Nous connaissons la hauteur au point de décollement ainsi que la pente en amont (du point de vue du vent) de celui-ci. Nous connaissons également la hauteur locale et la pente pour chaque point de recollement potentiel. L'ensemble de ces quatre paramètres sont directement donnés par le profil de hauteur $h(x)$. Appliquer ces conditions aux limites à notre profil d'enveloppe nous permet de définir celui-ci de manière unique et nous assure une continuité C^1 avec le profil $h(x)$. En introduisant le paramètre l , distance entre le décollement et le recollement, nous pouvons écrire le système suivant :

$$\begin{cases} h(i_0 - 1) = h(i_0) - p + c - d \\ h(l) = h(i_0) + pl + cl^2 + dl^3 \\ h(l + 1) = h(i_0) + p(l + 1) + c(l + 1)^2 + d(l + 1)^3 \end{cases} \quad (2.13)$$

Nous pouvons ensuite calculer les paramètres p , c et d pour un point de recollement donné :

$$\begin{cases} c = \frac{(l + 2)(h(l) - h(i_0))(l + 2) + (l - 1)h(l + 1) + (2l + 1)h(i_0 - 1)}{(l + 2)(l + 1)} \\ d = \frac{(h(l) - h(i_0))(l + 2) + l(h(l + 1) - h(i_0 - 1))}{l(l + 2)(l + 1)} \\ p = c - d + h(i_0) - h(i_0 - 1) \end{cases} \quad (2.14)$$

Nous ajoutons ensuite un critère sur la pente maximum tolérée pour l'enveloppe μ_e . En effet, une pente plus prononcée que celle qui déclenche le décollement sur le profil de hauteur (μ_b) ne peut pas, non plus, être dépassée par l'enveloppe. La modification appliquée à l'écoulement serait trop brutale. Ce critère correspond, tout au long de l'enveloppe, à la relation :

$$\mu_e(i - i_0) = p + 2c(i - i_0) + 3d(i - i_0)^2 > \mu_b, \quad (2.15)$$

où, nous le rappelons, la pente μ_b est négative.

Ainsi, une fois les coefficients du polynôme déterminés, nous vérifions que celui-ci vérifie ce dernier critère. Si ce n'est pas le cas, nous passons au point suivant de la grille et reprenons le

processus.

Lorsque l'ensemble des critères est respecté, le profil d'enveloppe est construit et remplace le profil de hauteur dans les zones de recirculation. Ce processus de décollement/recollement peut se produire plusieurs fois le long d'une tranche $2D$ prise dans le sens du vent. Ces recollements peuvent avoir lieu sur le fond dur aussi bien que sur le dos d'une dune situé en aval du vent. Nous verrons dans la section 2.6 que la construction d'une telle enveloppe est limitée.

L'écoulement de recirculation qui a lieu dans la bulle ne sera pas calculé dans notre modèle. Dans la bulle de recirculation le flux de sable est imposé nul (FIG. 2.10). Il est en effet possible de voir sur le terrain qu'en étant dans cette bulle, on se retrouve relativement à l'abri du vent et que le flux de sable chute brutalement. Il est cependant à noter que de récents travaux [Lancaster et al., 2009] ont montré la présence de reptation sur la face d'avalanche. Toutefois, ce transport reste négligeable en première approximation devant la dynamique liée aux avalanches.

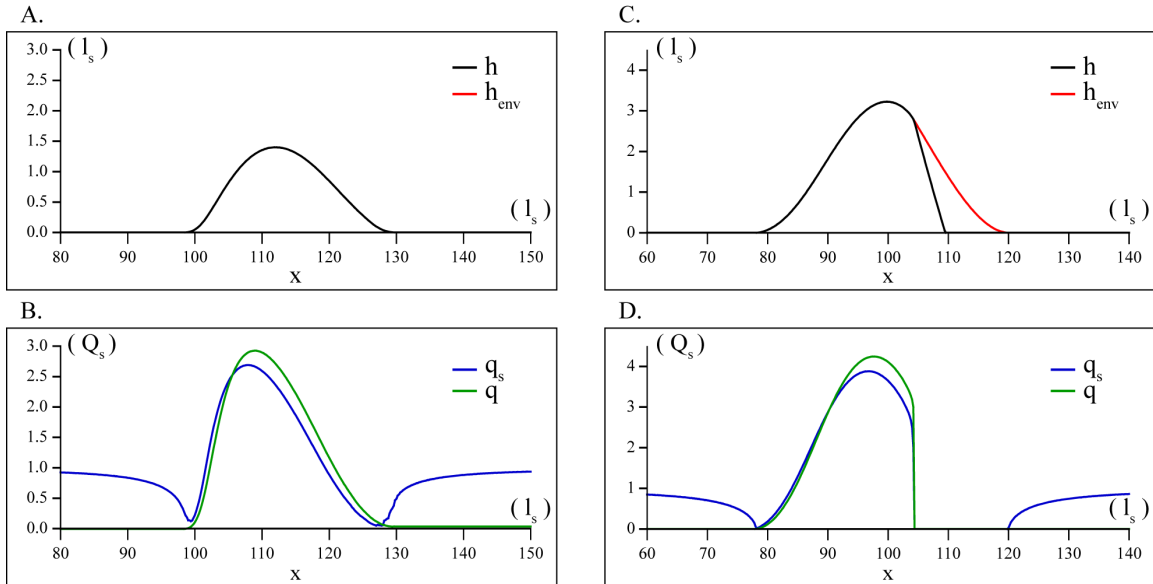


FIG. 2.10: **Profils d'une tranche $2D$ du modèle numérique.** (A.) Hauteur et enveloppe : dans ce cas le décrochement n'a pas lieu et h et h_{env} sont confondus. (B.) Flux correspondants : le flux réel est légèrement en retard sur le flux saturé. (C.) En présence d'une face d'avalanche, il y a décollement de la couche limite. L'enveloppe diffère du profil de hauteur. (D.) Les flux de sable s'annulent dans l'enveloppe. La face d'avalanche piège le sable. Ici, q est un flux de sable qui comprend la saltation et la reptation ce qui explique qu'il puisse localement être supérieur au flux de sable saturé q_s .

Nous noterons que, dès qu'une bulle se forme, la dune apparaît dans cette région comme un piège parfait de sable. Le flux étant imposé nul dans cette dernière, le sable ne fait que se déposer et il n'y a plus de flux sortant (FIG. 2.10).

Avalanches

Le profil de hauteur de sable est ensuite contrôlé de manière à vérifier qu'aucune pente n'implique un angle plus important que l'angle de repos du sable (pente μ_d , TAB.2.1 en section 2.5.6). Si la pente est supérieure, il y a avalanche. Une fois de plus, ce phénomène n'est décrit que macroscopiquement. Numériquement, une astuce de *super diffusion* est utilisée. Nous appliquons une diffusion avec un coefficient de diffusion suffisamment grand (E , TAB.2.1) dans le sens de la pente. Pour des valeurs suffisamment grandes de E , le phénomène ne dépend plus de E [Vetterling and Flannery, 2002] ce qui nous permet ainsi de rendre compte de l'avalanche.

2.3.3 Évolution

L'équation de conservation de la masse nous permet enfin de mettre à jour le profil de la dune en prenant en compte l'ensemble des points mentionnés précédemment :

$$\partial_t h + \partial_x q_{sal}(x) = 0, \quad (2.16)$$

Ou encore en incluant le cas des avalanches :

$$\partial_t h + \partial_x q_{sal}(x) + E(\partial_x h) \partial_x^2 h(x) = 0, \quad (2.17)$$

où $E(\partial_x h) = 0$ quand $|\partial_x h(x)| < \mu_d$, i.e. la pente locale est inférieure à l'angle de repos

Pour chaque pas de grille une certaine quantité de sable est déplacée dans la case suivante. Dans nos simulations, nous nous plaçons sur des fonds durs non-érodables. Nous testons donc que la quantité de sable en mouvement reste inférieure (ou égale) à celle disponible localement.

2.4 Couplage et passage à 3 dimensions

L'approche $2D$ permet d'illustrer l'instabilité à l'origine de la formation des dunes. Elle peut être vue comme la représentation de dunes transverses idéales [Lima et al., 2002] mais n'est pas directement comparable avec le terrain pour lequel les formes sont $3D$ et ne peuvent pas simplement être ramenées à une tranche $2D$ pour comprendre leur formation et évolution. De même, les régimes de vents ne sont que rarement assimilables à un vent monodirectionnel. Par conséquent, une modélisation $3D$ est requise afin d'étudier des régimes de vents multiples et les formes dunaires qui y sont liées. Dans notre étude, nous nous basons sur le modèle $\subset \subset$ développé pour l'étude des dunes barchanes [Andreotti and Claudin, 2002; Hersen, 2004a; Hersen and Douady, 2005; Hersen, 2005].

Le principe de ce modèle est de juxtaposer un ensemble de tranches $2D$ prises dans le sens du vent (FIG. 2.11) et dont l'évolution est décrite par les mécanismes présentés précédemment (section 2.3). Cependant, la simple juxtaposition de tranches $2D$ ne permet pas de reconstruire une dune réaliste en 3 dimensions telle qu'une barchane. En effet, il est possible de montrer qu'une dune $2D$ soumise à un vent migre à une vitesse $v = q/h$, où q est le flux de sable et h la hauteur de la dune [Andreotti and Claudin, 2002]. En partant d'un tas de sable, chacune des tranches se déplacerait alors à une vitesse inversement proportionnelle à sa hauteur. Les bords extérieurs du tas avanceraient alors plus vite que la partie centrale. Il s'en suivrait une elongation du tas par ces deux extrémités qui pourrait dans un premier temps rappeler la forme en croissant d'une barchane. Néanmoins, ce processus se poursuivrait et ne formerait pas les structures observées sur le terrain. Chacune des tranches se déplacerait à sa propre vitesse indépendamment du reste. Il faut donc ajouter un couplage entre les différentes tranches $2D$ accolées de manière à pouvoir rendre compte des morphologies rencontrées sur le terrain. Numériquement, ce couplage est reproduit d'une part au cours des avalanches mais surtout par l'introduction d'un flux latéral de reptions. Un schéma de principe est présenté en figure 2.11.

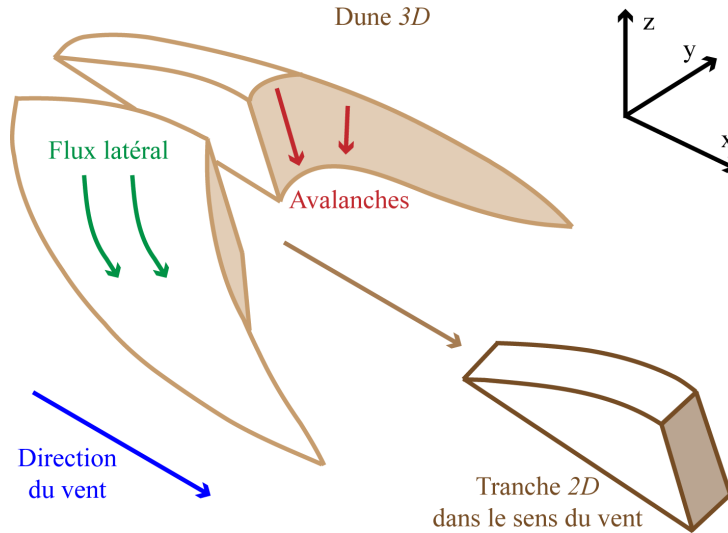


FIG. 2.11: **Vers un modèle 3D.** Les tranches $2D$ dans le sens du vent, suivant x , sont couplées par l'ajout de flux latéral. Ce flux latéral correspond principalement aux reptions et est traduit numériquement par une diffusion suivant le gradient local de hauteur. Les avalanches jouent également un rôle de couplage des tranches. Schéma inspiré de Hersen [2004a].

Avalanches

Une avalanche suit, en toute logique, la direction de la plus grande pente. Or, cette direction n'a *a priori* aucune raison d'être forcément dans le sens du vent. Les avalanches ne sont donc plus confinées uniquement au sein d'une tranche $2D$, *i.e.* dans le sens du vent, mais dépendent du gradient de pente locale : $\partial_x h(x) \rightarrow \nabla h(x, y)$. Cet effet permet l'échange de sable entre tranches voisines. Il est pourtant à noter que cette redistribution n'est pas suffisante. En effet, en prenant une fois de plus la barchane comme support à la réflexion, les avalanches n'ont lieu que sur la face... d'avalanche, *i.e.* entre les deux bras. Par conséquent, la redistribution se fait des tranches externes vers les tranches internes de la structures. Les tranches internes seraient alors d'autant plus grosses et les externes plus petites, ce qui favoriserait une élongation plus importante du tas de sable. Bien que l'apparition de formes quasi-stationnaires ait été montrée, elles nécessitent la formation de faces d'avalanche sur les autres faces de la barchane [Hersen, 2004a]. Ce phénomène n'est pas présent sur le terrain et ne correspond pas aux morphologies qui y sont observées. Il est donc nécessaire d'introduire une autre type de couplage.

Reptation

Sur le terrain il est aisé de constater que le sable en saltation ne constitue pas la totalité du sable en mouvement. Comme nous avons pu le voir dans la section 2.1, une partie non négligeable du sable est en mouvement de reptation. La quantité de grains qui se déplacent par reptation est, au premier ordre, proportionnelle au flux de sable en saltation [Hersen, 2004a]. En effet, ce sont les grains de sable en saltation qui vont communiquer de l'énergie aux grains de la surface en y retombant. Ces derniers vont alors avancer sur la surface sous l'effet des chocs successifs. Ce mouvement forcé implique une direction principale dans le sens du vent. Toutefois, l'orientation des rides à la surface des dunes montre une forte influence de la pente locale sur le mouvement de reptation. Ces deux considérations permettent d'exprimer le flux de sable en reptation q_{rep} par la relation :

$$\overrightarrow{q_{rep}} = q_{sal} (\alpha \overrightarrow{e_x} + \beta \overrightarrow{\nabla h}), \quad (2.18)$$

La saltation présente *a priori* elle aussi une dépendance avec la pente. Les grains qui rebondissent à la surface entre deux mouvements de saltation subissent une influence du gradient local de hauteur. Cet effet peut, en pratique, être décrit de manière identique au flux de reptation. Il peut même être compris dans l'expression de celui-ci (eqn. 2.18) en jouant sur la valeur des paramètres de couplage α et β .

Nous pouvons aussi ajouter la déflexion du vent en raison du relief comme processus de couplage entre les différentes tranches $2D$. Néanmoins, comme nous pouvons le voir sur la figure 2.12, le flux global de sable dans notre modèle est très similaire à ce qui peut être déduit expérimentalement dans un cas où cette déflexion de l'écoulement a lieu. Le flux tend à redistribuer le sable du centre de la barchane vers ses cornes et l'effet déflexion $3D$ semble au premier ordre pouvoir être inclus dans le flux de reptons. La prise en compte détaillée de ces effets $3D$ nécessiterait de renoncer à l'approximation dérivée du calcul de Jackson and Hunt [1975], point de départ de notre modèle, cependant une approximation de ceux-ci a été proposée et utilisée pour la simulation de formation de dune par [Parteli et al., 2009].

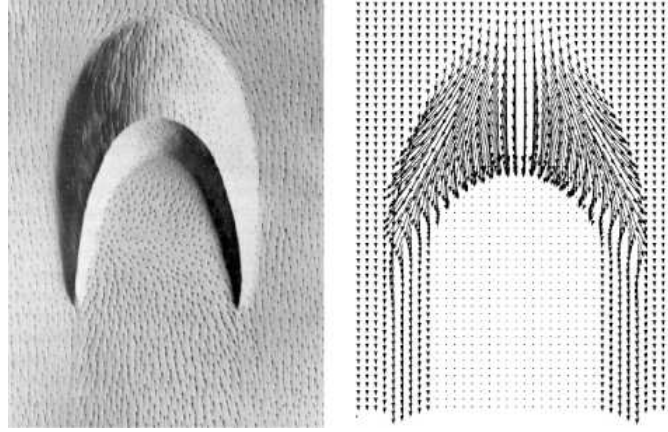


FIG. 2.12: **Flux et déflexion.** À gauche, résultat d'une étude expérimentale du flux autour d'un modèle de barchane solide [Allen \[1968\]](#). À droite, une carte de flux dans le cas d'une barchane obtenue par notre modèle numérique. Les ingrédients introduits dans le modèle permettent un bon accord entre le comportement des flux simulés et ceux observés en laboratoire.

L'introduction de ce flux de sable qui dépend du gradient de hauteur local permet de construire un modèle *pseudo-3D* représentatif des morphologies observées sur le terrain. Cet effet rend compte du processus de reptation et de saltation entre les tranches et permet de continuer à utiliser une approche hydrodynamique simple en deux dimensions.

Évolution

Le flux de sable utilisé pour faire évoluer la forme est alors le flux total qui comprend à la fois le flux de saltons et le flux de reptons : $\vec{q}_{tot} = \vec{q}_{sal} + \vec{q}_{rep}$. Nous pouvons donc ré-écrire l'équation 2.16 en prenant en compte ce flux de reptation :

$$\partial_t h + \vec{\nabla} \cdot \vec{q}_{tot} = 0, \quad (2.19)$$

Pour implémenter cette équation, il est plus commode de traiter séparément la partie dépendant du gradient local de hauteur. Pour cela, on introduit la grandeur $\tilde{q} = (1 + \alpha) q_{sal}$ ainsi qu'un facteur $D = \frac{\beta}{1 + \alpha}$, où α et β sont les facteurs utilisés pour relier q_{rep} à q_{sal} (eqn. 2.18). Finalement, l'expression ci-dessus devient :

$$\partial_t h + \partial_x \tilde{q} + D \vec{\nabla} \cdot (\tilde{q} \vec{\nabla} h) = 0, \quad (2.20)$$

Ou encore en prenant en compte le cas des avalanches :

$$\partial_t h + \partial_x \tilde{q} + D \vec{\nabla} \cdot (\tilde{q} \vec{\nabla} h) + E \nabla^2 h = 0, \quad (2.21)$$

La seconde partie de cette équation d'évolution peut être vue comme un effet diffusif entre les tranches pour assurer leur couplage. Toutefois, ici, D n'est pas homogène à un coefficient de diffusion en raison de la dépendance locale en \tilde{q} .

Numériquement, la résolution de cette équation se fait en deux parties. La variation de h due au terme $\partial_x \tilde{q}$ est calculée par un schéma explicite. La partie diffusive utilise quant à elle un schéma de type *Crank-Nicholson* [Vetterling and Flannery, 2002]. Ce schéma de résolution d'équation de diffusion procède en deux étapes et sépare les flux qui suivent l'axe x de ceux qui suivent l'axe y en introduisant un temps intermédiaire $t_{1/2}$ pour une intégration sur un pas de temps Δt . Pour une équation de diffusion classique, ce schéma est stable pour $\Delta t < \frac{\Delta x^2}{2D}$, où Δt et Δx sont le pas de temps et d'espace et D le coefficient de diffusion. Ici, ce critère de stabilité devient local et doit être vérifié partout comme nous le verrons dans les sections 2.5.2 et 2.5.3.

2.5 Paramètres du modèle et régimes de vents

2.5.1 Choix des paramètres intrinsèques au modèle

Le choix des paramètres A , B (eqn. 2.9) et D (eqn. 2.20) est basé sur une étude paramétrique réalisée dans le cas des dunes barchanes [Hersen, 2004a]. La comparaison des morphologies obtenues au cours de cette étude avec celles des dunes de terrain a permis d'en fixer les valeurs (FIG. 2.13). Nous pouvons voir sur cette figure qu'en l'absence de flux de reptation (c'est à dire pour $D = 0$), comme discuté dans la section 2.4, la morphologie de dune obtenue n'est pas analogue à celle des dunes de terrain. De même, des valeurs trop petites de A ou trop grandes de B sont à exclure. Nous avons donc opté pour les valeurs donnant les formes les plus similaires à celle de terrain : $A = 9$, $B = 5$ et $D = 0,5$. Il s'agit de l'emplacement du carré noir, dans le diagramme de phase ci-après.

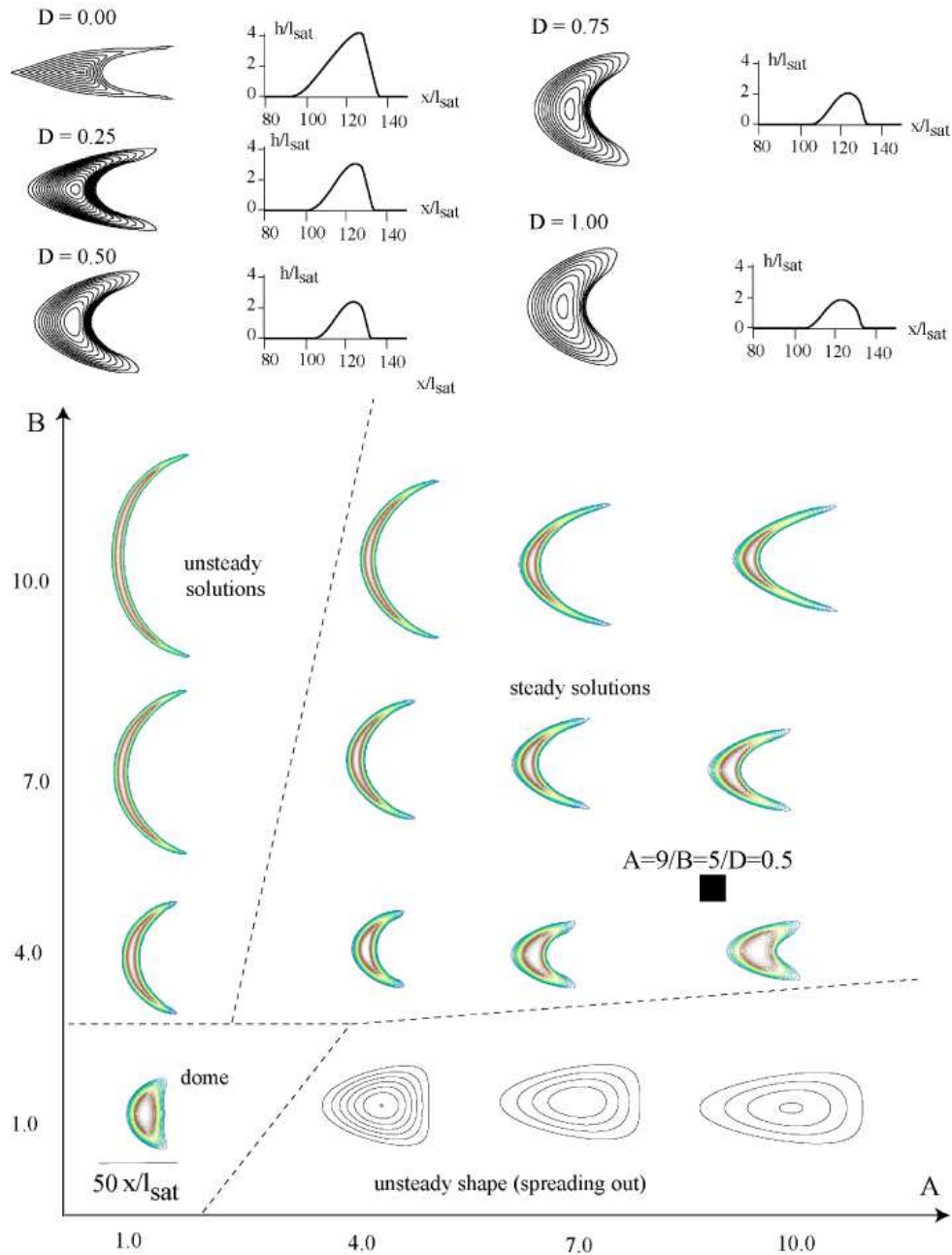


FIG. 2.13: **Paramètres intrinsèques du modèle.** Cette figure, issue de [Hersen \[2004a\]](#), illustre l'étude paramétrique réalisée sur les dunes de type barchane pour la détermination des valeurs des paramètres A , B (eqn. 2.9) et D (eqn. 2.20) de notre modèle (TAB.2.1). Les valeurs retenues pour ces 3 paramètres ($A = 9$, $B = 5$ et $D = 0,5$) sont basées sur la comparaison des résultats numériques aux barchanes de terrain.

2.5.2 Taille et pas spatial de la grille

Au cours de notre étude, nous voulons modéliser des structures transverses et longitudinales aussi bien isolées qu'au sein d'un champ de dunes. En particulier dans ce dernier cas, il est nécessaire de travailler sur des grilles de calcul assez grandes. Il convient donc d'optimiser le pas de la grille et sa taille afin d'avoir accès à une surface équivalente sur le terrain la plus grande possible tout en conservant des temps de calcul raisonnables et bien sûr de s'assurer que les résultats obtenus ne sont pas un simple effet de pas de grille. Afin de déterminer un pas de grille permettant de modéliser des structures indépendantes du choix de ce dernier, nous nous sommes intéressés au profil d'une tranche de dune barchane. Nous avons effectué un jeu de simulations numériques pour lesquelles le pas de grille varie de $0,2l_s$ à $6,4l_s$ pour des tailles de grille allant respectivement de 1024 pixels à 32 pixels. Pour chacune de ces simulations, nous pouvons regarder le profil central de la barchane parallèlement au vent et perpendiculairement au vent (FIG. 2.14).

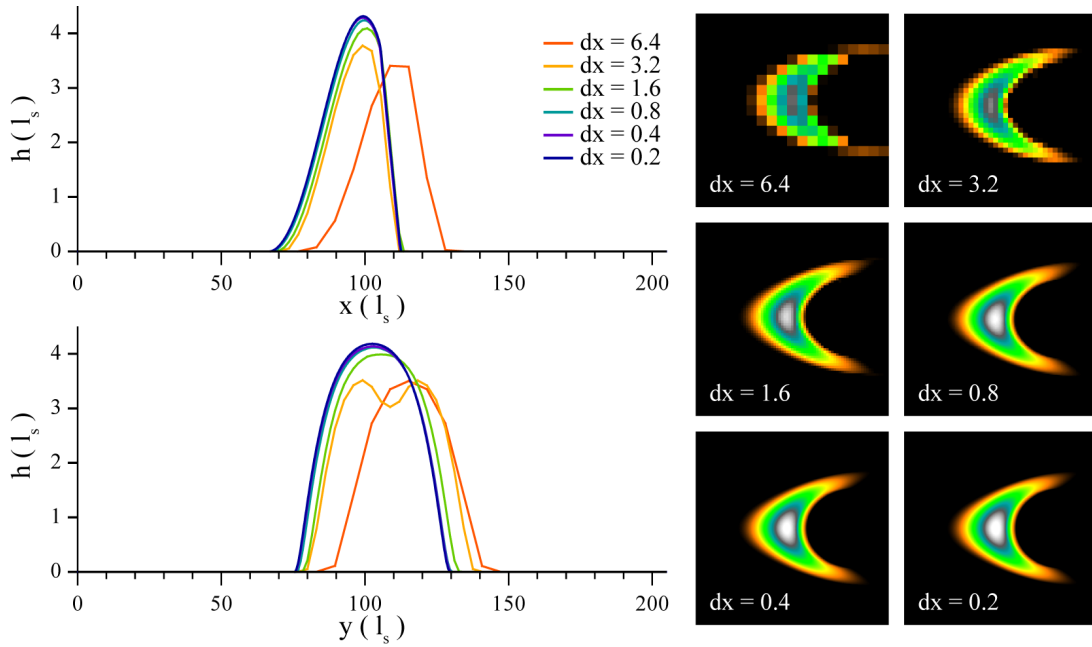


FIG. 2.14: **Étude du pas de grille.** Une série de simulations numériques est réalisée pour différentes valeurs du pas spatial de la grille de calcul. Nous voyons que pour des valeurs trop grandes de dx les profils de hauteur de la dune barchane obtenue sont forcés par ce dernier.

Nous pouvons voir que les premiers profils utilisant des pas de grille de $6,4$ et $3,2l_s$ sont fortement influencés par le choix du pas de grille. Lorsque la résolution spatiale est augmentée, nous observons une convergence assez rapide des profils. La forme de la dune est alors de mieux en mieux résolue et ne dépend plus du choix du pas de la grille. Nous avons choisi pour notre étude un pas de grille maximal de $1,5l_s$. Cette valeur de pas de grille est utilisée pour nos modélisations de champs de dunes. Un pas de grille plus faible est quant à lui utilisé dès que nous regardons des structures isolées et que la surface équivalente sur le terrain n'a pas besoin d'être maximisée.

Le pas spatial de la grille de calcul peut paraître assez grand du fait qu'il puisse être supérieur à la longueur de saturation l_s . Cependant, l'analyse de stabilité linéaire du problème [Andreotti

and Claudin, 2002; Hersen, 2004a] montre que la longueur d'onde la plus instable λ_m est de l'ordre de $7l_s$. C'est cette longueur d'onde qui va dominer la dynamique du système au début de la simulation et qui va croître par la suite. Le pas de grille maximum que nous avons retenu reste donc bien inférieur à cette taille la plus instable.

2.5.3 Pas de temps d'intégration

Une fois la valeur du pas spatial fixé, le choix du pas de temps se voit contraint. En effet, celui-ci doit être choisi de manière à ce que le sable érodé dans une case de la grille n'ait pas le temps de se déplacer plus loin que la case suivante. En particulier, dans notre modèle, la partie diffusive (avalanche et reptation) correspond au facteur limitant. L'algorithme utilisé de type *Crank-Nicholson* [Vetterling and Flannery, 2002] permet ainsi de fixer une borne supérieure à la valeur du pas de temps. Pour des valeurs supérieures, le schéma numérique n'est plus stable et le modèle diverge. La borne supérieure faisant intervenir le flux de sable, elle varie localement et au cours de la simulation. Nous avons cependant choisi de fixer la valeur du pas de temps au début de la simulation de manière à ce que celle-ci vérifie ce critère tout au long de la simulation. La stabilité du code est alors vérifiée au cours de son évolution. Lorsque la valeur du pas spatial augmente il est alors possible d'augmenter la valeur du pas de temps en conséquence (TAB.2.1).

Le pas de temps numérique correspond à un temps normalisé. Les grandeurs utilisées pour cette normalisation sont la longueur de saturation l_s et le flux de sable saturé sur fond plat Q_s . À partir de ces variables nous pouvons exprimer un temps par la relation : $t_s = l_s^2/Q_s$. C'est cette dernière expression qui permet la remise à l'échelle du temps d'évolution dans nos simulations pour une comparaison avec le terrain ou les expériences.

2.5.4 Régimes de vents et conditions aux bords

Au cours de cette étude, nous souhaitons avoir accès à différents régimes de vents, en particulier des régimes bimodaux de vents. L'approche numérique nous permet de gérer le régime de vents de manière parfaitement contrôlée. Pour cela, nous avons introduit la possibilité de tourner le lit de sable afin de modifier son angle relatif au vent.

Afin de pouvoir rendre compte de régimes de vents bimodaux, l'angle du vent par rapport au lit de sable varie entre $+\theta/2$ et $-\theta/2$ au cours de la simulation. Nous pouvons ainsi explorer de façon paramétrique l'ensemble de la gamme des valeurs possibles de l'angle θ entre les deux vents (TAB.2.1). Un fois de plus le choix de la période d'un tel régime de vent peut à lui seul faire l'objet d'une étude complète. Néanmoins, nous nous sommes principalement intéressés ici à l'influence de la valeur de l'angle θ sur la morphologie des structures.

L'implémentation du modèle a été faite de façon à permettre l'ajout de modules à la partie qui contrôle le régime de vents. Il est donc possible de faire évoluer celle-ci pour l'utilisation de régimes de vents différents de ceux utilisés pour notre étude. En particulier des régimes bimodaux asymétriques, pour lesquels chacune des directions de vent dure un temps différent, ainsi que des régimes de vent formant des dunes étoiles sont aisément implémentables à partir de notre code.

Conditions aux bords Pour des raisons de géométrie (grille carrée versus rotation) une partie de l'information se retrouve perdue lors de la rotation du lit de sable. Du sable se trouvant

dans un coin de la grille peut se retrouver en dehors de celle-ci après la rotation et donc sortir immédiatement du système. Tout comme dans le cas de nos expériences en laboratoire, nos simulations de champs de dunes utilisent un disque de taille légèrement inférieure à celle de la grille comme condition initiale. Nous minimisons ainsi la perte lors des premiers instants et nous évitons également tout problème de discontinuité du relief (changement de relief qui pourrait rendre le modèle instable) dû à la perte d'information lors des changements de direction du vent. Bien que plus complexes à mettre en place que dans le cas simple d'un vent monodirectionnel, des conditions aux bords périodiques pourraient être implémentées. Toutefois, nous nous intéressons ici à la formation de dunes, isolées ou au sein de champs, et à leur évolution. Nous ne recherchons pas spécifiquement de solutions stationnaires, il convient donc de laisser le système ouvert. Un système fermé avec des conditions périodiques appliquées à la grille serait susceptible de forcer la dynamique des structures.

Par conséquent, la taille finie de la grille, les conditions ouvertes du système et les rotations successives qui lui sont appliquées impliquent que nous ne travaillons pas à masse constante. Du sable quitte la grille au cours de la simulation. Nous nous trouvons donc dans des conditions très proches de celles de nos expériences en laboratoire comme nous le verrons dans le chapitre 3.

Recentrage Il est à noter que le modèle laisse la possibilité de recentrer le centre de masse du lit de sable. Ceci est particulièrement utile pour l'étude de structures isolées. Nous pouvons ainsi suivre les dunes sur des déplacements supérieurs à la taille de la grille tout en optimisant la résolution spatiale utilisée pour la simulation. Une dune peut ainsi occuper la majeure partie de la grille de calcul et son recentrage évite que celle-ci n'en sorte.

2.5.5 Période du régime de vents

Comme nous le verrons également pour les des expériences en laboratoire (section 3.2.3), la période apparaît comme un paramètre important dans la morphologie et l'évolution de dunes. Par exemple, dans un cas extrême de période longue, les dunes ont le temps d'évoluer et d'ajuster leur forme au vent instantané et donc *d'oublier* la direction de vent précédente. Bien que cette dernière joue un rôle dans la position et l'organisation des dunes, elle n'est plus visible au travers de la forme elle-même des dunes. Dans le cas d'une barchane, ce temps caractéristique correspond par exemple à son temps de retournement. Dès que celui-ci a complètement eu lieu, la morphologie externe de la dune ne permet pas de remonter à la direction précédente du vent. En revanche, pour un temps plus court, une phase intermédiaire du retournement, la morphologie de la dune porte l'information des deux directions de vent. Au cours de notre étude nous sommes placés dans des situations intermédiaires de sorte que les structures aient le temps de s'adapter à la direction du vent instantané tout en conservant la mémoire de la direction précédente. Nous voyons ici que le choix d'une période de régime de vent qui vérifie ce critère dépend en réalité de la taille des structures observées. Plus les dunes seront petites et plus ce temps d'adaptation sera court. Dans notre étude, nous utilisons des valeurs correspondant aux tailles de dunes caractéristiques que nous rencontrons. Les valeurs utilisées sont présentées dans le TAB.2.1.

2.5.6 Résumé des valeurs des paramètres

Le tableau ci-dessous (TAB.2.1) récapitule l'ensemble des paramètres que nous avons introduits dans les sections précédentes et en donne les valeurs utilisées pour nos simulations numériques :

Paramètre	Valeurs	Description
A	9.0	Paramètre non local de l'écoulement
B	5.0	Paramètre local de l'écoulement
D	0.5	Paramètre de couplage (partie diffusive, reptation)
E	0 ou 100	Coefficient de super-diffusion pour les avalanches
μ_d	0.5	Pente seuil pour le déclenchement des avalanches
μ_b	0.25	Pente seuil pour la séparation de l'écoulement et la bulle
N_x, N_y	1024	Taille de la grille (nombre de pas)
dx	0.2 - 1.5	Résolution spatiale (l_s)
h_{max}	1.0- 4.0	Hauteur initiale de sable (l_s)
dt	0.0001 - 0.01	Pas de temps d'intégration (t_s)
P	0.2 - 2	Période du régime de vents (t_s)
q_0	0.0 - 0.1	Flux de sable entrant (Q_s)
BC	ouvert	Conditions aux limites "ouvertes"
$\theta/2$	0 - 90	Angle à la direction moyenne du vent ($^\circ$)

TAB. 2.1: **Paramètres du modèle** utilisés pour les simulations numériques. Le modèle est adimensionné par l'utilisation de deux paramètres : l_s et Q_s . Le facteur d'échelle pour le temps est quant à lui $t_s = l_s^2/Q_s$.

2.6 Limitations de construction de l'enveloppe

La modélisation réalisée ici n'est pas une véritable modélisation $3D$ de l'écoulement mais plutôt de type $2D + 1$. Les effets de déflexion du fluide dus au relief ne sont pris en compte qu'à travers le couplage des tranches par avalanches et reptation. Le modèle est, de plus, basé sur la simplification d'une approximation hydrodynamique pour une bosse de faible rapport d'aspect et sans décollement de l'écoulement. L'hypothèse de faible bosse est assez limitante. Ainsi notre code ne peut décrire de reliefs présentant des changements trop brutaux. Bien que la construction de l'enveloppe permette d'augmenter l'applicabilité de l'approche, la construction de la bulle de recirculation est également critique.

L'utilisation d'un polynôme d'ordre 3 n'assure pas de trouver une solution de recollement. En effet, notre critère de recollement utilise un test sur la variation maximale autorisée pour la bulle. Or pour un certain angle de décollement, il n'existe pas de polynôme d'ordre 3 vérifiant ce critère. Si nous considérons le cas simple d'un recollement sur fond plat il est possible d'exprimer la taille de la bulle, $L_0 = i - i_0$, suivant l'axe x correspondant au premier point de recollement possible et donc vérifiant la condition de pente $\mu_e > \mu_b$ que nous avons introduit précédemment par l'équation 2.15. En utilisant le cas limite de l'égalité de cette équation et l'expression des paramètres c , d et p donnée par le système d'équations 2.14 nous pouvons écrire :

$$L_0 = 3h(i_0) \frac{-(\mu_b + \mu_0) + \sqrt{\mu_b(\mu_b - \mu_0)}}{\mu_0(\mu_0 + 3\mu_b)}, \quad (2.22)$$

où μ_b est la pente limite de décollement et μ_0 celle au point de décollement.

À partir de cette expression, nous pouvons voir que pour que la longueur L_0 puisse être définie et positive il faut : $-3\mu_b > \mu_0 > \mu_b$. Cette contrainte est représentée sur la figure ci-dessous (FIG. 2.15).

La borne inférieure de l'inégalité (μ_b) est en pratique toujours vérifiée. En effet, la pente μ_b est la pente seuil de décollement. La pente μ_0 juste avant le point de décollement ne peut donc pas être inférieure à μ_b car cela signifierait que le décollement aurait du avoir lieu au point précédent de la grille. Or les pentes locales sont vérifiées en parcourant le profil dans le sens du vent et ce cas est donc évité. La borne supérieure pour la pente μ_0 indique quant à elle une limite du modèle. Cependant les valeurs utilisées pour μ_b ainsi que pour la pente critique de déclenchement d'avalanche μ (TAB.2.1) nous indiquent que cette inégalité devrait toujours être vérifiée. Une avalanche doit avoir lieu pour régulariser la pente locale avant que celle-ci ne puisse être la cause d'un problème de recollement de l'enveloppe de la bulle de recirculation. Ce qui peut se voir par l'inégalité : $-3\mu_b > \mu > \mu_0$. Par conséquent, l'absence d'un point de recollement indique un problème de stabilité du code, comme par exemple un choix de pas de temps trop important. Nous noterons néanmoins que la valeur de L_0 diverge assez vite quand nous nous rapprochons du cas limite d'une pente de décollement proche de la pente d'avalanche. Le recollement peut alors avoir lieu à l'extérieur de la grille.

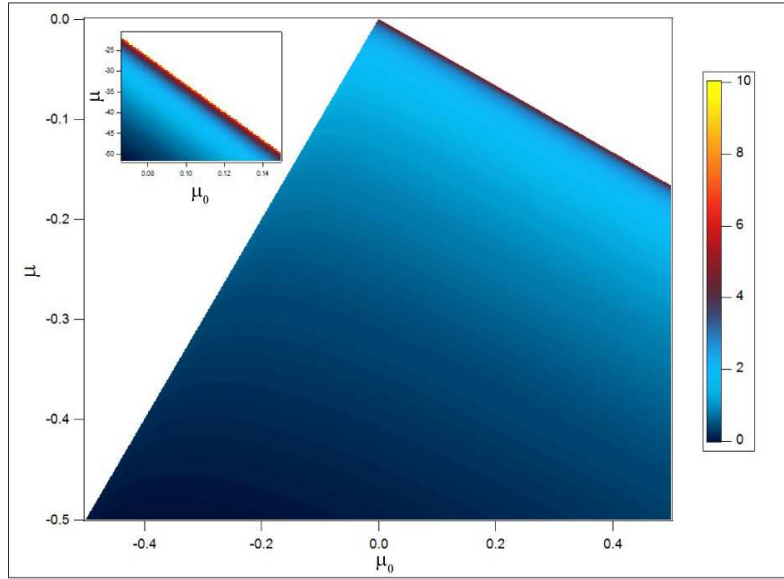


FIG. 2.15: **Limitation du recollement** de l'enveloppe. La construction de l'enveloppe par un polynôme d'ordre 3 n'admet pas toujours de solution vérifiant les conditions de pente maximum. L'échelle de couleur indique la distance entre le point de décollement et le point de recollement. Les zones blanches correspondent aux domaines pour lesquels le recollement n'est pas possible.

Chapitre 3

Des dunes de quelques centimètres

Les dunes sont des structures complexes. Sur le terrain, dans le cas éolien, il est difficile de contraindre les conditions responsables de leurs morphologies en raison de leurs tailles et temps d'évolution. De plus, les dunes sont présentes sur Terre mais aussi à la surface d'autres objets du Système Solaire pour lesquels les études de terrain restent impossibles à mener et seules les observations à distance sont possibles. Pour comprendre ces structures, il apparaît donc indispensable de pouvoir reproduire des structures analogues à échelle réduite et ce de manière contrôlée pour, ensuite, les comparer au terrain et aux observations.

Dans ce chapitre, nous verrons les différentes *solutions* expérimentales mises en place afin de reproduire aux échelles, spatiale et temporelle, du laboratoire les différents types de dunes étudiés. Nous décrirons les montages expérimentaux utilisés et détaillerons les caractéristiques techniques de ces dispositifs. Puis, nous présenterons les méthodes d'acquisition de données, photos et profils 3D, qui nous permettent de suivre l'évolution des dunes. Enfin, nous verrons comment il est possible de repasser à des échelles de terrain à partir de nos expériences en laboratoire.

Sommaire

3.1	Taille caractéristique et principe	64
3.1.1	Réduction de taille	64
3.1.2	Simulation du vent	65
3.2	Montages expérimentaux	68
3.2.1	Description	68
3.2.2	Caractérisation du mouvement des plateaux	69
3.2.3	Choix de la période du régime de vents	70
3.3	Acquisition des données	72
3.3.1	Photos et influence de l'éclairage	72
3.3.2	Profils 3D et scans laser	73
3.4	Remise à l'échelle spatiale et temporelle	78

3.1 Taille caractéristique et principe

Sur le terrain, les quantités de sable disponible et apporté ainsi que leur répartition spatiale sont variables et difficilement mesurables. Les directions et vitesses du vent relevées à un instant donné ne retranscrivent pas forcément l'ensemble des conditions globales qui ont permis l'apparition d'une morphologie plutôt qu'une autre. Elles peuvent même correspondre à des conditions complètement différentes de celles qui ont créé les dunes. De plus, les structures observées sont souvent complexes, composées de plusieurs motifs superposés ou encore influencées par la topographie. Il peut donc être difficile d'isoler les causes et de les associer à leurs effets sur la forme des dunes. Il devient alors important de pouvoir étudier ces objets sous des conditions contrôlées pour mieux comprendre les processus qui les sculptent. Il se rajoute à cela la difficulté de suivre la dynamique de ces structures éoliennes, depuis leur formation jusqu'à leur évolution à long terme, car leurs temps de formation et d'évolution sont longs sur le terrain. Par exemple, le temps nécessaire à une barchane d'une longueur d'une dizaine de mètres pour se déplacer de sa propre longueur, et donc que tous les grains qui la composent aient été déplacés, se compte en général en mois [Hersen, 2005]. Bien que déjà relativement long, ce temps caractéristique constitue une borne inférieure pour les échelles de temps impliquées dans l'évolution des champs de dunes. En effet, le temps d'évolution est d'autant plus long que les structures sont grandes et sera nettement plus long pour des mega-dunes longitudinales de taille kilométrique que pour la barchane mentionnée précédemment. Il apparaît donc indispensable de réduire la taille des dunes, ce qui réduira par la même occasion leur temps d'évolution, pour pouvoir en suivre la dynamique en laboratoire. Néanmoins, comme nous l'avons vu dans la section 2.1, il existe une taille minimale pour les dunes qui est de l'ordre de la dizaine de mètres dans le cas éolien. Pour étudier les dunes de manière contrôlée et à des échelles d'espace et de temps réduites il nous faut quitter ce cadre éolien. Nous pourrions ainsi diminuer la taille minimale des structures et reproduire, en laboratoire, des analogues miniatures aux dunes de terrain.

3.1.1 Réduction de taille

Nous avons vu que la taille minimale des dunes est proportionnelle, au travers de la longueur de saturation l_s et donc de la longueur d'entraînement L_{Drag} , à la grandeur $L = \frac{\rho_p}{\rho_f} \times D_p$, où ρ_p et D_p sont la masse volumique et le diamètre d'un grain de sable et ρ_f la masse volumique du fluide dans lequel se forment les dunes (section 2.1). Cette expression nous montre qu'une augmentation de la densité du fluide environnant diminue la taille caractéristique des structures. Pour exploiter cette propriété, nous utilisons de l'eau comme fluide environnant (FIG. 3.2, FIG. 3.4 et FIG. 3.5). Comme la masse volumique de l'eau est 1000 fois supérieure à celle de l'air, les structures attendues sous l'eau sont environ 1000 fois plus petites que sur le terrain. Avec cette réduction de la taille minimale, la distance caractéristique de saltation est elle aussi considérablement réduite. Il devient alors difficile de discriminer les grains en saltation de ceux en reptation. Néanmoins, comme l'ont montré les études menées sur les dunes barchanes [Hersen, 2004a; Hersen and Douady, 2005; Hersen, 2005], les morphologies des dunes reproduites par cette approche restent équivalentes à celles observées sur le terrain alors que les tentatives de reproduction de dunes éoliennes à taille réduite [Andreotti et al., 2002] n'ont pas permis de conserver celles-ci.

Sur Terre, dans le cas éolien, les grains de sable susceptibles d'être transportés par le vent et donc de former des dunes ont des diamètres allant de $62.5 \mu\text{m}$ à 2 mm [Greeley and Iversen, 1985]. Au cours de notre étude, des hauteurs de dunes de quelques millimètres seront régulièrement rencontrées pour nos analogues subaquatiques. Afin de ne pas forcer ou influencer la morpholo-

gie des dunes obtenues en laboratoire, il est nécessaire de travailler avec des grains de taille relativement inférieure à ces valeurs. Bien que du sable de composition standard (quartz) ou encore des billes de verre puissent être utilisés [Hersen, 2004a, 2005], nous utilisons ici des billes de céramique. Avec leur diamètre moyen de $87\mu\text{m}$ (FIG. 3.1), ces billes sont classées par les géologues dans la catégorie du *sable très fin*, partie inférieure de la gamme de taille du sable. Des grains trop fins ou dont la densité serait trop faible par rapport à l'eau ne sédimenteraient pas ou trop lentement dans ce liquide. Tout comme pour la poussière dans le cas terrestre, leurs mouvements seraient gouvernés par l'écoulement, se feraient alors par suspension et ne permettraient pas la formation de dunes. Avec une masse volumique $\rho_p = 3,5\text{g.cm}^{-3}$, ces grains sont plus denses que le sable courant et que les billes de verre et nettement plus denses que l'eau. De plus, une fois complètement immergées et débarrassées des bulles d'air qui peuvent être piégées entre les grains en raison de la tension de surface de l'eau, ces billes de céramique n'interagissent que par collisions. Aucun processus de cohésion entre les grains ne vient modifier la physique impliquée par rapport au cas éolien.

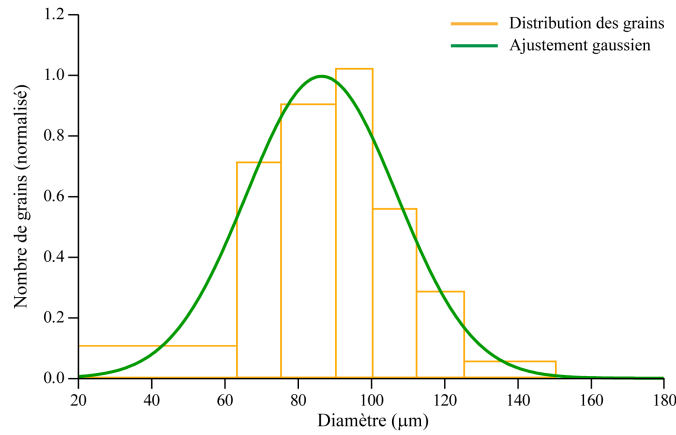


FIG. 3.1: **Granulométrie des billes de céramique** utilisées pour nos expériences en laboratoire. La gaussienne ajustée à la distribution est centrée sur le diamètre moyen $D_{P0} = 87\mu\text{m}$ et a pour largeur à mi-hauteur $H_{1/2} = 24\mu\text{m}$.

3.1.2 Simulation du vent

Une fois notre fluide environnant et nos grains de sable choisis, nous devons nous demander comment simuler le vent indispensable à la formation des dunes. En courant continu et à petit nombre de Reynolds, l'écoulement tendrait à s'annuler à proximité des parois et donc sur le fond, là où le sable est situé. La mise en mouvement des grains ou encore le développement de la bulle de recirculation, pour lesquels un écoulement à grand nombre de Reynolds est requis, ne se mettraient pas en place et il n'y aurait pas formation de dunes. À l'inverse, un écoulement trop important agirait comme une tempête violente sur le lit de sable et n'aboutirait pas non plus à la formation de dunes.

Plusieurs dispositifs expérimentaux ont été utilisés par différentes équipes pour reproduire des dunes subaquatiques. Des études en cellule de *Hele-Shaw* ont permis d'étudier le développement de la bulle de recirculation. D'autres en canal fermé ont permis de reproduire l'instabilité longitudinale de lit plat à l'origine de la formation des dunes sous un écoulement continu et d'étudier les mouvements de grains à l'aide de techniques de *PIV* (*Particle Image Velocimetry*) [De Moraes Frankil and Charru, 2007; Noguchi et al., 2008]. Toutefois ces approches 2D ne

conviennent pas pour notre étude au cours de laquelle nous souhaitons étudier des champs de dunes et des régimes bimodaux de vents. Rubin and Ikeda [1990] et Lacy et al. [2007] utilisent quant à eux un canal ouvert de plusieurs mètres de long dans lesquels le sable est soumis à un écoulement continu. L'ajout d'un plateau, sur lequel est disposé le sable, oscillant perpendiculairement à l'écoulement permet de modifier continûment la direction du vent. Ce dispositif, bien que permettant la reproduction de champs dunes à petite échelle et sous des régimes de vents complexes, possède néanmoins quelques désavantages. Cette approche nécessite une infrastructure importante et un protocole expérimental assez lourd. Au cours de son étude, Rubin se voyait obligé d'assécher le canal pour pouvoir préparer les expériences ainsi que pour observer les structures de sable formées. Il ne pouvait donc pas suivre le lit de sable pendant l'ensemble de son évolution.

Le montage expérimental que nous utilisons pour notre étude correspond à celui développé pendant la thèse de Pascal Hersen [2004a]. Il utilise un dispositif compact et facilement adaptable pour notre travail qui permet un suivi direct de l'évolution des dunes. Contrairement aux méthodes précédentes ce montage n'utilise pas d'écoulement mais simplement un aquarium rempli d'eau (FIG. 3.2, FIG. 3.4 et FIG. 3.5). Le vent est alors simulé en déplaçant, par rapport à ce milieu environnant, un plateau mobile sur lequel se trouve le sable. Afin de simuler un vent monodirectionnel, le plateau est translaté à vitesse rapide d'un bout à l'autre de l'aquarium simulant ainsi un vent de sens opposé. L'accélération et la vitesse de translation choisies nous assurent un écoulement relatif à grand nombre de Reynolds. Le plateau est ensuite ralenti progressivement en fin de course afin de ne pas créer d'à-coup et éviter la formation de vortex qui pourraient déplacer le sable d'une manière ne correspondant pas au régime de vents souhaité. Enfin, le plateau est ramené à une vitesse inférieure à la vitesse seuil de mise en mouvement des grains jusqu'à sa position d'origine laissant ainsi les structures inchangées. Cet aller-retour du plateau constitue un mouvement élémentaire dont la répétition simule un vent monodirectionnel. Dans un souci de reproductibilité et d'automatisation des expériences, ces mouvements sont contrôlés par ordinateur.

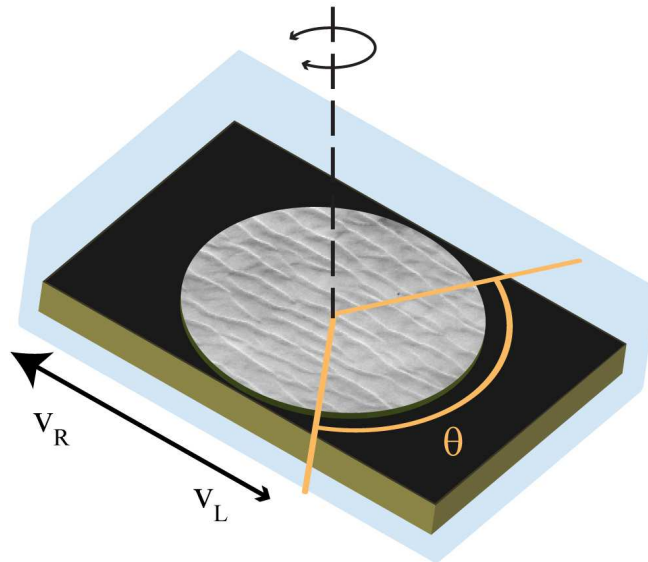


FIG. 3.2: **Schéma de principe du montage expérimental.** Le sable est disposé sur un plateau immergé dans l'eau dont la densité permet de diminuer la taille des dunes. Ce plateau est translaté, rapidement dans une direction (V_R) et lentement dans l'autre (V_L) pour simuler un vent monodirectionnel. Au centre de celui-ci, un disque peut être tourné pour changer la direction relative du vent.

Alors que la plupart des études expérimentales menées sur les dunes se placent dans un cadre de vent monodirectionnel, nous souhaitons ici regarder l'influence d'un régime bimodal de vents sur la morphologie des dunes. Nous voulons simuler un vent alternant entre 2 directions distinctes dont nous pouvons contrôler la séparation angulaire. Pour cela, nous ajoutons au centre du plateau mobile un disque dont l'orientation peut être modifiée comme illustré sur le schéma de la figure 3.3. En jouant sur l'orientation de ce disque, il est alors possible de modifier l'angle relatif entre les dunes situées sur celui-ci et la direction de translation du plateau. Ceci revient à changer la direction du vent ressenti par les structures. La rotation du disque est contrôlée à l'aide d'un moteur pas à pas de grande précision. Malgré cela, la variation de tension des courroies qui couple le disque au moteur peut varier légèrement à chaque changement de sens de rotation en raison de la présence de frottements entre le bord du disque et le plateau. La précision sur l'orientation du disque est alors de 1° à 2° . Néanmoins, comme nous nous sommes intéressés à des régimes de vents bidirectionnels, l'orientation du disque n'est modifiée que par des aller-retours successifs entre deux positions données pour chaque expérience. Par conséquent, aucune dérive n'a lieu et le régime de vent est stable. Seule l'erreur sur l'orientation absolue réside ce qui entraîne une légère fluctuation de l'orientation de chacun des vents. Cette stabilité est vérifiée et l'angle entre les deux directions de vent est mesuré pour chaque expérience par une phase d'initialisation réalisée à *vide*, avant que le sable ne soit mis en place. Tout comme pour la translation de retour du chariot, la rotation de ce disque se fait à vitesse suffisamment lente pour rester sous le seuil de déplacement des grains. De plus, les changements d'orientation du disque se faisant le plus souvent pendant la phase de retour du plateau vers sa position initiale, il est important que la vitesse de chacun de ces mouvements soit suffisamment faible pour que, même combinés, ils ne modifient pas le lit de sable en déplaçant les grains.

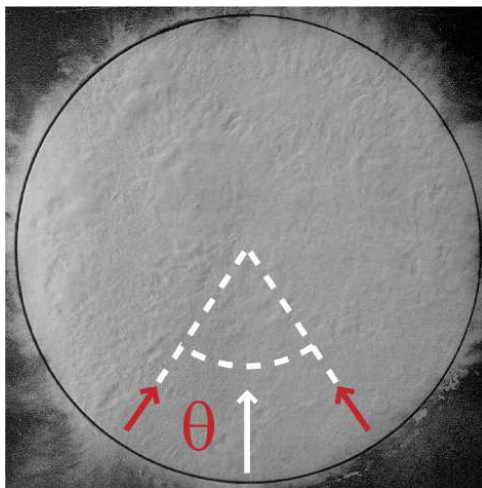


FIG. 3.3: **Régime de vent.** Illustration du régime de vent bimodal sur une photo provenant du petit montage expérimental. Les flèches rouges représentent les 2 directions de vent apparent appliquées au lit de sable. La flèche blanche indique la direction et l'intensité relative du vent moyen.

3.2 Montages expérimentaux

3.2.1 Description

Montage 1 : l'historique. Ce premier dispositif expérimental (FIG. 3.4) est celui qui a été développé pendant la thèse de Pascal Hersen [2004a] pour l'étude des dunes barchanes. Nous l'avons modifié pour permettre un contrôle automatique et précis de la rotation du disque central pour l'utilisation de régimes de vents plus complexes qui impliquent des changements de direction. Il consiste en un aquarium de 1,20 m sur 40 cm. Le plateau mobile mesure 30 cm de large et 50 cm de long et le disque central a un diamètre de 27 cm. L'aquarium est rempli d'eau jusqu'à une hauteur d'environ 20 cm au-dessus du plateau. Cette hauteur d'eau est suffisante pour que le déplacement du plateau ne crée pas de vagues à la surface libre et donc que celle-ci n'influence pas directement la dynamique du régime de vent appliqué. Un appareil photo fixé au chariot est déclenché par le mouvement du plateau.

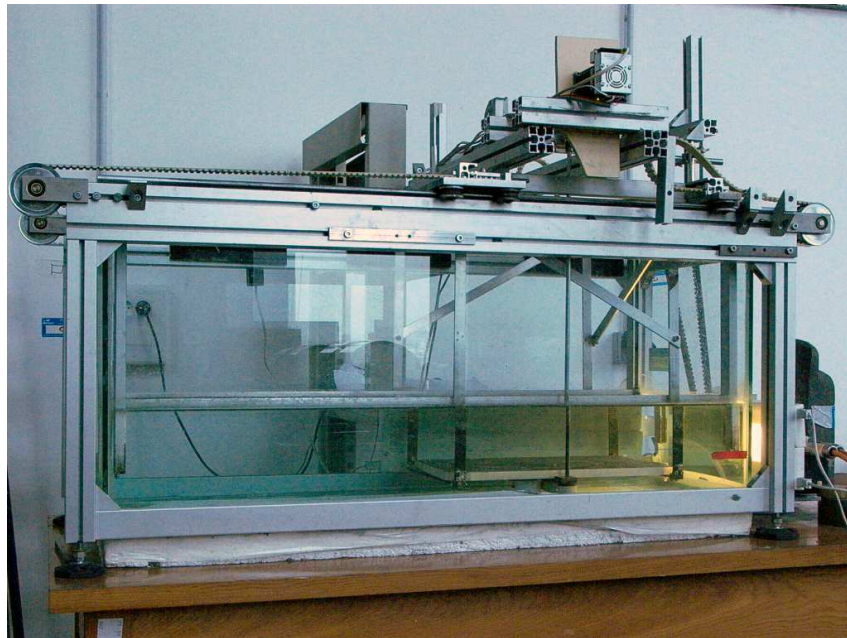


FIG. 3.4: **Montage expérimental 1.** Développé pendant la thèse de Pascal Hersen [2004a]. Ce dispositif de petite taille est utilisé pour l'étude des structures isolées ainsi que pour certaines expériences tests.

La taille de ce premier montage expérimental s'est montrée limitante au cours de notre étude. En effet, nous nous sommes principalement intéressés à la formation et l'évolution de champs de dunes. Or, la taille du disque central de ce montage ne permettait d'observer ces champs de dunes que sur un faible nombre de longueurs d'onde des structures. De plus, la surface utile de ce montage, i.e. la partie du disque non affectée par des effets de bords, est relativement faible. La dynamique des champs de dunes était alors forcée par l'apparition de structures en arcs concentriques en bord de disque. Nous avons donc construit un montage expérimental de plus grande taille afin d'améliorer notre étude. Cependant, ce montage de plus petite taille a continué à être utilisé pour l'étude de structures isolées ainsi que pour des expériences test.

Montage 2 : le grand. Ce dispositif est sensiblement identique au précédent mais avec de plus grandes dimensions (FIG. 3.5). L'aquarium mesure 2 m de long et 1 m de large. Le plateau mesure quant à lui 80 cm de large et 1 m de long. Il accueille en son centre un disque de 70 cm de diamètre. La surface utile est nettement plus grande que dans le montage précédent et permet d'observer les champs de dunes sur un plus grand nombre de longueurs d'onde. L'acquisition se fait par une caméra reliée à un ordinateur facilitant ainsi l'acquisition et le traitement des données. Cette caméra nous permet d'enregistrer des photos d'une résolution sur le plateau de 0,52 mm/pixel. Le contrôle du plateau est amélioré par un centre de commande offrant plus de possibilités et une meilleure automatisation. Un système de déflecteur à l'avant du plateau minimise les perturbations produites par ce dernier sur l'écoulement lors de la phase de translation. L'effet dû à la marche située autour du disque central est également diminué suivant le même principe. Enfin, une vitre installée à la surface de l'eau nous assure qu'aucune vague due au montant du chariot n'interfère avec la prise des photos.



FIG. 3.5: **Montage expérimental 2.** Nouvelle version du dispositif expérimental permettant l'étude de champs de dunes. Ce montage a été développé par Mathieu Receveur au sein du laboratoire MSC.

3.2.2 Caractérisation du mouvement des plateaux

Comme nous l'avons vu précédemment le mouvement du plateau doit permettre de recréer un régime de vent contrôlé. En particulier, il faut s'assurer que les structures formées ne ressentent que le vent que nous souhaitons leur appliquer. Par conséquent, lors des phases de retour du plateau et des changements d'orientation du vent, les vitesses utilisées doivent rester sous le seuil de mise en mouvement des grains. Nous présentons sur la figure 3.6 la variation de la position du plateau pour les mouvements standards que nous avons utilisés au cours de nos expériences. Une vitesse caractéristique de l'ordre de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ est utilisée pour les translations du plateau au cours desquelles le vent est simulé. Lors du retour du plateau à sa position initiale, une vitesse de $0,027 \text{ m.s}^{-1}$ est utilisée, soit environ 10 fois plus faible. L'accélération initiale de $0,5 \text{ m.s}^{-2}$ nous assure un écoulement à grand nombre de Reynolds alors que la décélération de $0,03 \text{ m.s}^{-2}$

limite la formation de vortex parasites. Le déplacement effectif du plateau (*i.e.* pendant lequel les grains sont mis en mouvement) est de 35,5 cm et dure environ 1,7 s pour le petit montage expérimental. Pour le montage de grande taille, le déplacement effectif est quant à lui de 80 cm et dure 4 s.

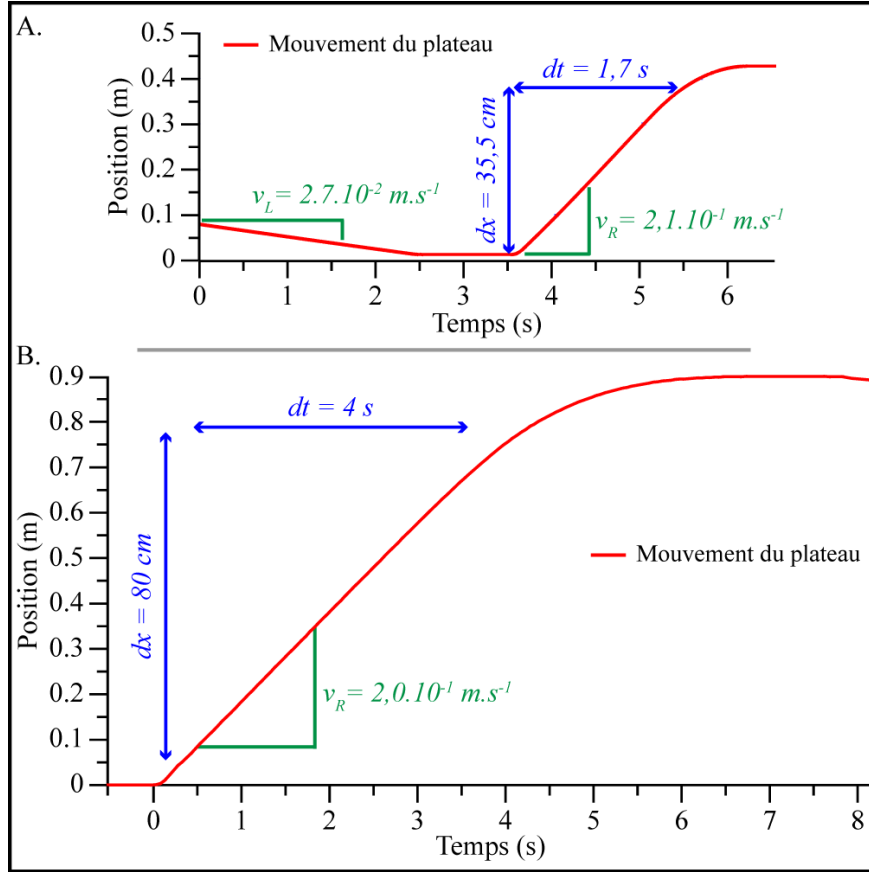


FIG. 3.6: **Déplacement des plateaux.** Mouvements caractéristiques du plateau pour le montage expérimental de petite taille (A.) et de grande taille (B.). Une phase rapide permet la simulation du vent et la mise en mouvement des grains. Cette phase se termine par un ralentissement progressif. Une phase lente ne modifiant pas la configuration des grains permet le retour du chariot à sa position initiale. Cette phase lente est délibérément tronquée dans les graphiques ci-dessus.

3.2.3 Choix de la période du régime de vents

Comme nous souhaitons étudier des régimes de vents alternants entre 2 directions successives, un choix important de paramètre apparaît rapidement : quelle période utiliser pour ce régime de vents ? Formulé autrement, combien de mouvements élémentaires de plateau devons-nous réaliser avant de changer la direction relative du vent ? Le choix de ce paramètre peut faire l'objet d'une étude complète à lui seul. Nous n'avons pas mené cette étude en détail et elle reste donc à faire. Cependant, nous avons réalisé quelques tests préliminaires afin de guider notre choix. Nous présentons les résultats de ces tests ainsi qu'une discussion de l'influence de la période dans la section 4.4. Nous voulons que les structures aient le temps de s'adapter à la direction instantanée du vent sans pour autant *oublier* la direction précédente de celui-

ci. Les deux directions de vents sont ainsi *intégrées* dans la morphologie des dunes. Ce temps caractéristique d'adaptation dépend de la taille des dunes que nous considérons. Il est d'autant plus long que les structures sont grosses. La période que nous utilisons ici est de 4 mouvements élémentaires et la direction du vent est donc changée tous les 2 aller-retours de plateau. Ces 2 aller-retours correspondent au vent requis pour observer le retournement complet de la crête (FIG. 3.7) de structures longitudinales centimétriques, ordre de grandeur caractéristique que nous rencontrons au cours de notre étude.

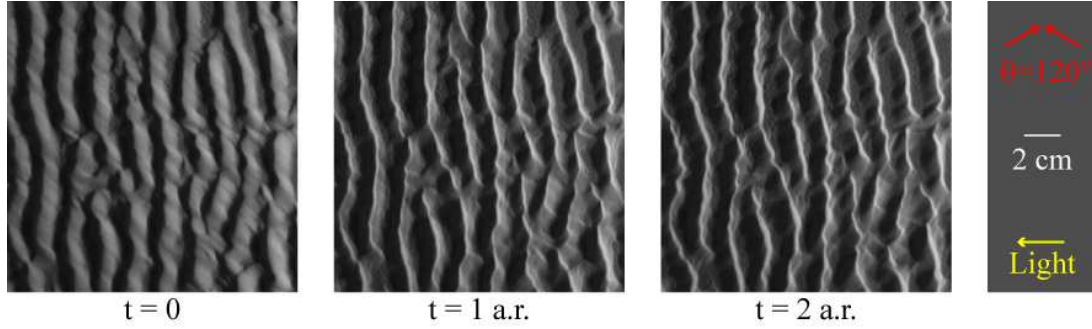


FIG. 3.7: **Périodes et retournement de la crête.** Après un changement de vent les positions de la crête et de la face d'avalanche sont modifiées. On voit ici, qu'après un aller-retour ($t = 1$ a.r.), la crête ne s'est pas encore complètement retournée. En revanche, en deux aller-retours ($t = 2$ a.r.) la crête est cette fois-ci bien retournée. Nous pouvons au passage noter la différence d'efficacité des vents. La modification des structures est d'autant moins importante qu'elles sont adaptées au vent.

3.3 Acquisition des données

3.3.1 Photos et influence de l'éclairage

Au cours des expériences, nous enregistrons l'évolution du lit de sable à l'aide d'une caméra solidaire du chariot qui sert à la translation du plateau. Elle est située à la verticale de ce dernier et permet de prendre des photos de l'ensemble du lit de sable vu de dessus (FIG. 3.3). Des photos sont prises tout au long des expériences. Elles sont synchronisées avec le mouvement du chariot à l'aide de déclencheurs mécaniques. Des photos sont alors prises à chacune des périodes du régime de vent. Nous disposons ainsi d'un enregistrement régulier et systématique de l'évolution du lit de sable. Pour interpréter ces photos et étudier les dunes qui se sont formées en aquarium, il est indispensable de bien choisir l'éclairage utilisé. Afin d'avoir un éclairage contrôlé et équivalent pour l'ensemble de l'étude, les dispositifs expérimentaux sont isolés de la lumière extérieure qui varierait au cours des expériences. Nous utilisons une lumière créée par un barreau de diodes blanches. Ces diodes sont situées sur le côté de l'aquarium sous le niveau de l'eau pour éviter tout reflet sur la surface. Elles sont placées juste au-dessus du plateau, créant une lumière rasante idéale pour amplifier la visualisation du relief. Cependant, ce type d'éclairage favorise l'observation de structures dans une orientation donnée. Les pentes qui font face à la source de lumière apparaissent brillantes et celles qui y sont opposées sont dans l'ombre créant ainsi un contraste important qui en favorise l'observation. À l'opposé, l'ensemble des détails perpendiculaires à cette direction sont atténués et difficilement observables. Ce phénomène peut modifier de manière importante la perception des structures comme l'illustre la figure 3.8.

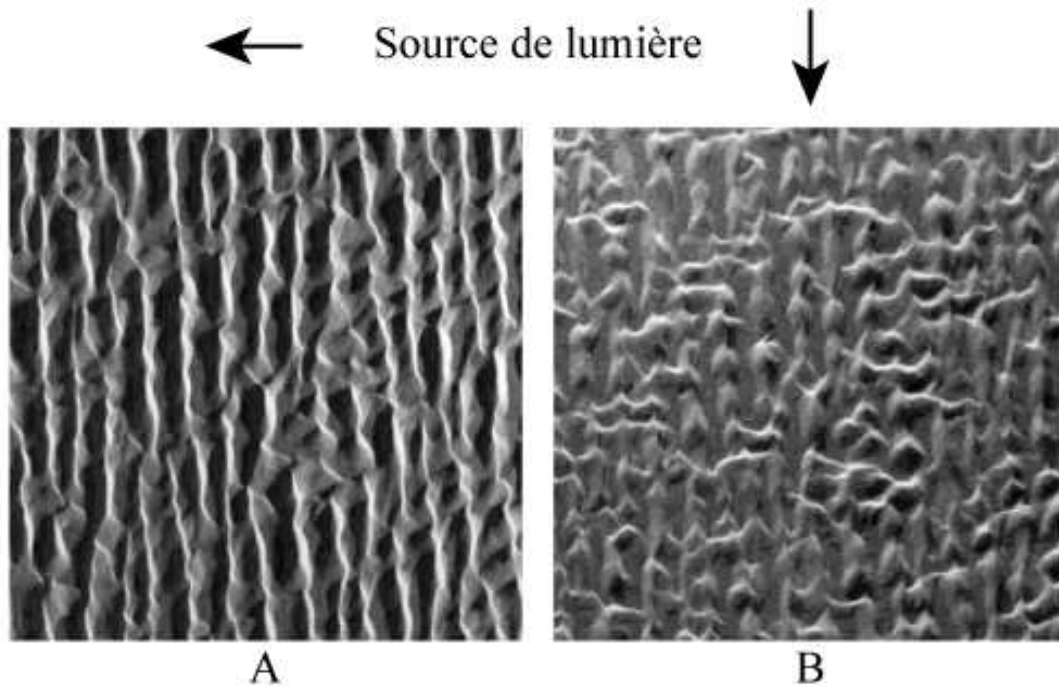


FIG. 3.8: Influence de l'éclairage. Illustration de l'importance du choix de l'éclairage pour l'interprétation des photos. La même zone est montrée avec un éclairage : venant de la droite (A) et venant du haut (B). Dans le premier cas les structures apparaissent longitudinales et assez régulières. Dans la seconde image, elles semblent moins cohérentes et des structures transverses sont visibles.

Nous pouvons voir par exemple sur la figure 3.8 que des structures observées avec des orientations d'éclairage différentes semble avoir des morphologies très différentes. Des dunes linéaires sinueuses et alignées avec le vent moyen sont observées en utilisant un éclairage venant de la droite de la photo alors que le même lit de sable éclairé depuis le haut semble nettement moins cohérent et présente des structures transverses au vent moyen. Pour chacune des expériences, l'orientation du disque central dépend du régime de vent que l'on souhaite imposer. Par conséquent, pour des angles différents, le disque n'est pas orienté de manière identique vis à vis de la source de lumière, rendant la comparaison des structures difficile. Il apparaît donc important de comparer chacune des expériences avec des dispositions d'éclairage identiques. Pour cela, au cours de nos expériences, nous réalisons pour chaque période des photos pour différentes orientations du disque central par rapport à la source de lumière. En plus des photos effectuées pour chacune des directions de vent appliquées, une photo avec le lit de sable ramené à l'orientation du vent moyen ainsi qu'une autre avec le disque tourné de 90° sont prises. Ces deux dernières orientations permettent de mettre en évidence les structures longitudinales et transverses respectivement. Chacun de ces éclairages apporte donc des informations différentes et complémentaires pour l'analyse des dunes formées.

3.3.2 Profils 3D et scans laser

Au vu de l'influence de l'éclairage, il serait intéressant d'avoir accès à une mesure du profil réel afin de pouvoir mener notre étude. Contrairement à notre modèle numérique pour lequel nous travaillons directement avec la hauteur de sable (chapitre 2), les expériences en laboratoire nécessitent un traitement supplémentaire pour remonter à ces informations sur le relief des structures. Pour avoir accès au profil de hauteur des lits de sable, nous réalisons une reconstruction de celui-ci à l'aide d'une méthode de *scan* par nappe laser dont un schéma du montage est présenté en figure 3.9. Ce laser est immergé dans l'aquarium de manière à éviter tout effet de déflexion dû à la transition air/eau ainsi que tout reflet parasite à la surface de l'eau.

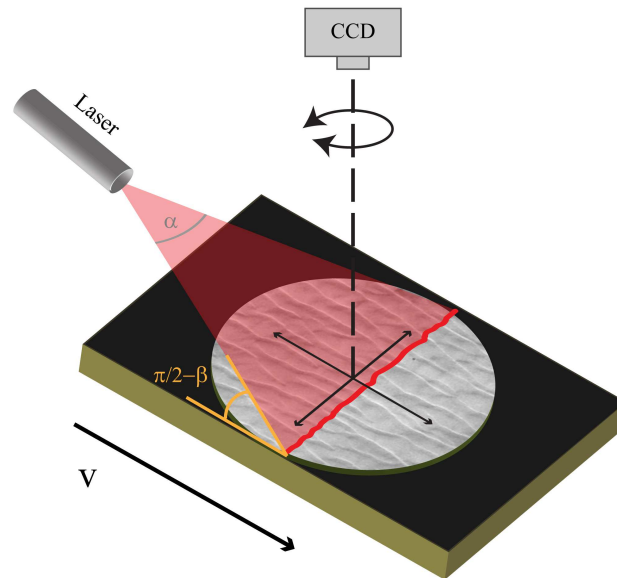


FIG. 3.9: Schéma de principe du montage pour les scans par nappe laser. La déformation du profil d'intersection de la nappe avec le lit de sable (en rouge) permet la reconstruction 3D du lit de sable.

Pour illustrer le principe de la reconstruction d'un profil 3D, nous devons commencer par regarder la géométrie de l'intersection du laser avec le lit de sable qui est schématisée sur la figure 3.10. En absence d'obstacle, le laser intersecte le plateau en y_0 . En présence de sable sur le plateau, l'intersection du laser avec le lit de sable a lieu en y qui est décalé de la quantité Δy de la position de référence y_0 . Ce décalage est directement relié à la hauteur Δh à la verticale du point d'intersection par la relation $\Delta h = \Delta y \times \tan(\pi/2 - \beta)$. Dans cette expression, β correspond à l'angle d'incidence du laser, i.e. l'angle par rapport à la verticale du plateau. Par conséquent, si nous connaissons la position d'intersection du laser avec le plateau (la position de référence y_0) ainsi que celle avec le lit de sable ($y = y_0 - \Delta y$), nous pouvons déterminer la valeur de la hauteur Δh .

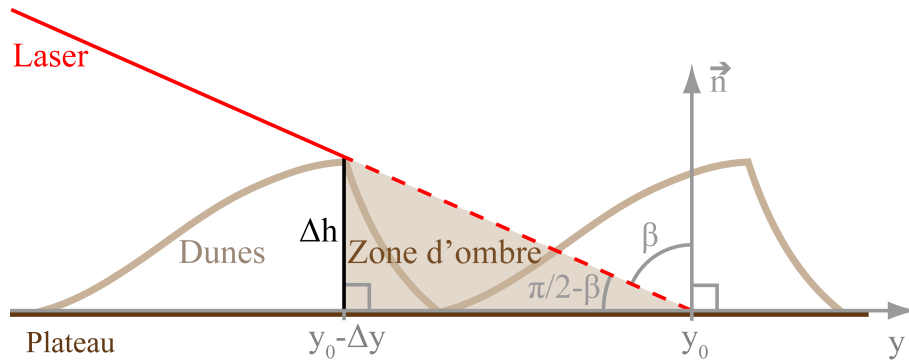


FIG. 3.10: **Schéma de principe du scan laser.** La connaissance des positions d'intersection de la nappe laser avec le plateau vide et en présence de sable permet de remonter à la valeur de la hauteur en utilisant la relation $\Delta h = \Delta y \times \tan(\pi/2 - \beta)$, où Δy est le décalage dû à la présence de sable par rapport à la position de référence y_0 (plateau vide), β est l'angle d'incidence du laser et Δh la hauteur à déterminer. On peut remarquer qu'une zone d'ombre, pour laquelle aucune détermination de hauteur ne pourra être faite, est présente à l'arrière d'un obstacle. Il est à noter que le rapport d'aspect est exagéré afin d'améliorer la lisibilité du schéma.

Pour pouvoir scanner l'ensemble du disque nous utilisons un laser équipé d'un prisme dans le but de créer une nappe laser (FIG. 3.9). Cette nappe laser nous permet de regarder chaque tranche du lit de sable simultanément, contrairement à ce que montre la figure 3.10 pour une seule tranche. Comme nous nous intéressons à la partie centrale du disque nous pouvons négliger l'angle d'ouverture de la nappe laser (angle α sur la figure 3.9). Cet angle a pour conséquence un décalage Δx , perpendiculairement à l'axe y . Cependant, la faible ouverture implique que ce décalage est négligeable devant Δy . Nous pouvons continuer à utiliser la formule précédente, sur chacune des tranches, pour déterminer la valeur du profil de hauteur perpendiculairement à l'axe y . Enfin, il est possible de scanner l'ensemble de l'axe y d'un champ de dunes en déplaçant le plateau sous la nappe laser. Par conséquent, nous sommes capables de reconstruire le profil de hauteur de l'ensemble du lit de sable. Pendant le déplacement du plateau dédié au scan, nous enregistrons les positions successives de l'intersection de la nappe laser avec les structures (FIG. 3.11). La vitesse de déplacement du plateau et la fréquence d'acquisition des photos sont ajustées de manière à minimiser la perte d'information permettant la reconstruction du profil. Nous enregistrons environ autant de photos qu'il y a de pixels suivant la direction y de notre capteur. Pour chacune des images, nous détectons la position d'intersection de la nappe laser avec le lit de dunes. Puis nous extrayons le profil de l'intersection (FIG. 3.11 et FIG. 3.12) en déterminant pour chaque tranche suivant x la position du maximum d'intensité du laser.

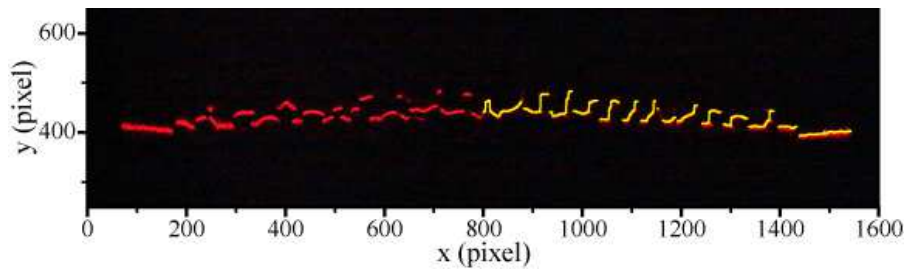


FIG. 3.11: **Détection de la nappe laser.** Portion d'une photo de l'intersection de la nappe laser (en rouge) avec un champ de dunes. Sur la partie droite est superposé le profil détecté (en jaune) qui sera utilisé pour la reconstruction 3D du champ de dunes.

Dans le but de connaître la valeur du décalage Δy pour chaque tranche suivant x et ce pour chacune des photos, nous réalisons à la fin de chacune des expériences un scan du plateau nettoyé de tout sable dans des conditions identiques à celles utilisées pour scanner les dunes. La détection d'un de ces profils de référence est présentée en figure 3.12. Pour relier un profil de scan de dunes spécifique avec son homologue de référence, nous utilisons les zones sans sable qui doivent donc être communes aux deux profils. Nous réalisons une photo de référence afin de détecter ces zones et nous effectuons une corrélation sur ces régions pour associer les profils. Une fois cette association faite, nous pouvons reconstruire le profil de hauteur. Pour chaque expérience, nous effectuons aussi un scan d'une cale présentant des variations de hauteur connues (FIG. 3.12) pour remettre à l'échelle les scans du lit de sable.

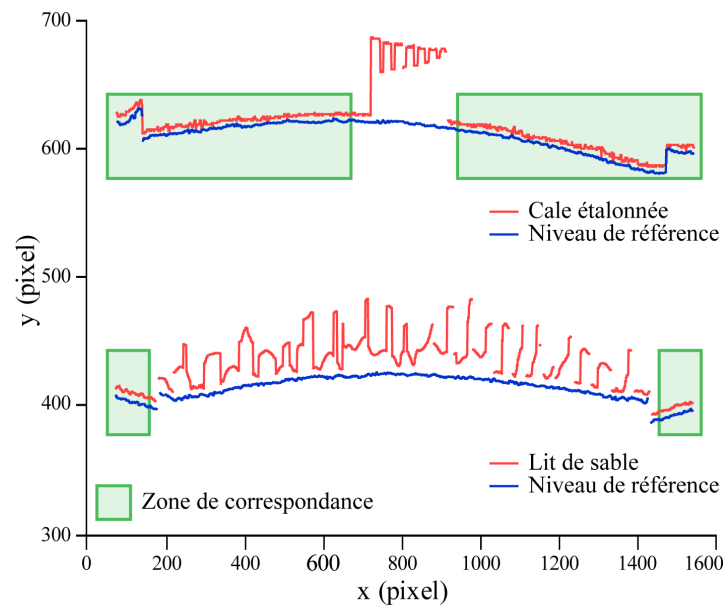


FIG. 3.12: **Profils issus de scans laser.** La détection (FIG. 3.11) est réalisée pour des photos de l'intersection de la nappe laser avec le plateau (profil de référence, en bleu) et en présence d'obstacles (en rouge). Pour une meilleure visibilité, les profils de référence ont légèrement été décalés vers le bas. Les cadres verts délimitent les zones testées pour faire correspondre les 2 profils. En haut : Une cale dont les hauteurs sont étalonnées est utilisée pour la remise à l'échelle du relief déterminé. En bas : Scan d'un lit de sable présentant des structures longitudinales.

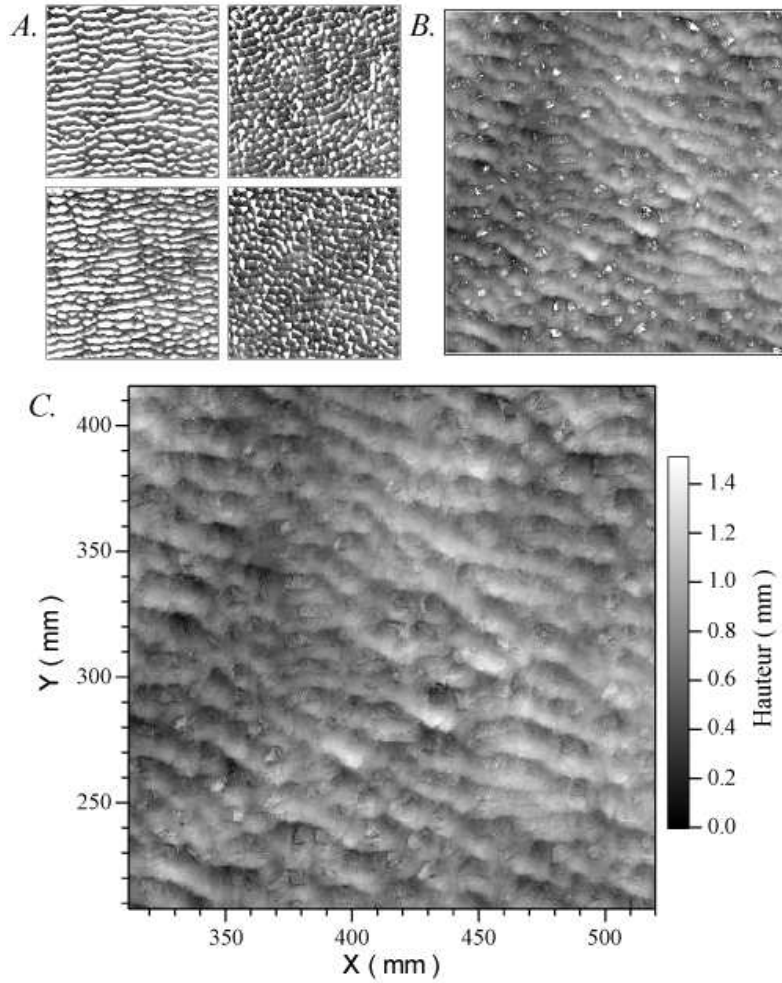


FIG. 3.13: **Reconstruction du profil de hauteur d'un lit de sable.** A. Reconstructions pour chacune des 4 orientations du disque ramenées à l'orientation du vent moyen. B. Combinaison des 4 orientations. Les régions en blanc correspondent à l'absence de données. C. Profil 3D complété par interpolation bilinéaire. Nous avons utilisé ici une expérience avec un régime de vent bimodal avec un angle $\theta = 58^\circ$ entre les 2 directions de vent. La direction du vent moyen est dirigée de bas en haut.

Un angle d'incidence de l'ordre de $\beta = 84^\circ$ est utilisé pour le laser. Comme la précision de la détection de la position de la nappe est de l'ordre du pixel et que celui-ci correspond à 0,52 mm sur le plateau une sensibilité théorique de 0.055 mm est attendue pour la détermination des hauteurs. Cette sensibilité est de l'ordre de la taille du grain. Nous avons de plus un rapport de 10 entre la sensibilité horizontale et verticale, ce qui correspond au rapport d'aspect couramment rencontré pour les dunes. Cependant, cette grande sensibilité est contrebalancée par une perte de données relativement importante à l'arrière des reliefs (*zone d'ombre* sur la figure 3.10). De plus, cette perte de données dépend de l'orientation des structures. Pour compenser cette perte d'information, nous effectuons la méthode de reconstruction décrite précédemment pour 4 orientations différentes du disque séparées de 90° (FIG. 3.13.A). Ces 4 orientations, partant d'un alignement avec la direction du vent moyen, sont de plus identiques pour chacun des scans. Les résultats obtenus pour ces 4 scans sont ensuite recalés, en translation et en rotation, les uns par rapport aux autres puis combinés. L'utilisation de ces différentes orientations permet

de minimiser la perte d'information à la fois pour les structures transverses et les structures longitudinales (FIG. 3.13.B). Malgré l'utilisation de 4 orientations, il persiste des zones pour lesquelles aucune information sur la hauteur n'a pu être obtenue. Nous effectuons alors une interpolation bilinéaire pour approximer le profil dans ces régions et par la suite pouvoir travailler à partir de ces profils. Le résultat du processus complet de reconstruction d'un profil de hauteur est présenté dans la figure 3.13. Cette procédure assez lourde peut difficilement être mise en place pour un suivi des structures période par période. Elle ne sera effectuée qu'à certains moments spécifiques des expériences de manière à permettre une comparaison quantitative entre nos différentes expériences.

3.4 Remise à l'échelle spatiale et temporelle

Nous avons vu qu'un facteur 1000 est attendu entre la taille minimale observée sur le terrain et nos dunes en laboratoire. Afin de préciser ce rapport de taille et la remise à l'échelle de nos expériences, nous nous intéressons à la taille limite de formation des barchanes. Dans nos expériences, la longueur d'onde de l'instabilité initiale pour un vent monodirectionnel est légèrement inférieure au centimètre ($\simeq 6 - 7$ mm, FIG. 3.14). Cette échelle est par conséquent à comparer avec la longueur d'onde initiale sur le terrain. Nous rappelons que celle-ci est de l'ordre d'une dizaine de mètres sur Terre. La taille du disque de notre grand montage expérimental (70 cm de diamètre) est alors équivalent à une région d'environ 1 km d'étendue sur le terrain. Malgré l'importante réduction en taille des structures par notre méthode, les structures à très grandes échelles restent encore non atteignables par nos expériences et restent une limite à notre étude.

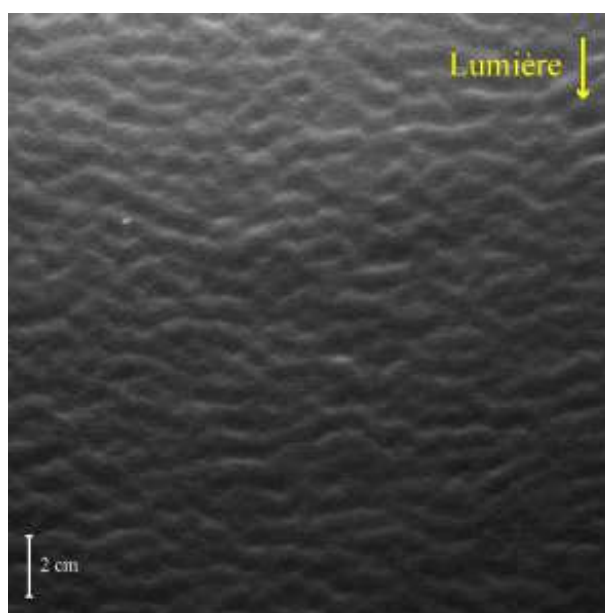


FIG. 3.14: **Longueur d'onde de l'instabilité initiale** pour une expérience avec un vent monodirectionnel. La déstabilisation du lit de sable est déjà bien visible sur cette photo qui correspond au dixième aller-retour de chariot. Un motif transverse dont la longueur est de l'ordre de $6 - 7$ mm peut être observé.

L'étude des barchanes nous permet de faire quelques considérations sur la remise à l'échelle temporelle de nos expériences via leur vitesse de déplacement. Sur le terrain, les vitesses de migration varient d'un endroit à l'autre en fonction de la fréquence et de la force du vent. Par exemple, au Maroc, des barchanes d'une dizaine de mètres de long (*i.e.* de l'ordre de la taille minimale) se déplacent de leur propre longueur en une durée de l'ordre du mois [Hersen, 2005]. Cet ordre de grandeur caractéristique sera allongé ou raccourci en fonction de l'efficacité du vent à transporter les grains.

Au cours de nos expériences, une barchane de taille minimale se déplace de sa propre longueur en 10 périodes (FIG. 3.15). Ces 10 périodes correspondent à 40 mouvements de translations à vitesse rapide du plateau qui ont chacun une durée effective de 4 s (ici pour le montage expérimental de grande taille, FIG. 3.6). La barchane s'est par conséquent déplacée de sa taille en 160 s effectives de vent. Cependant, il est plus commode de parler en terme de temps d'expérience

réellement requis. Il faut, pour cela, inclure les mouvements de retour du chariot ainsi que l'ensemble des temporisations pour les prises de photos et les changements de directions du vent dans ce temps caractéristique de migration. Les durées des rotations, et des temporisations qui y sont liées, varient en fonction de l'angle utilisé entre les deux vents mais une période complète d'expérience dure typiquement 15 min. Une durée de l'ordre du mois sur le terrain correspond donc à environ 2 h 30 min d'expérience.

Nos expériences durent généralement une semaine. En utilisant les deux ordres de grandeurs précédents, cette durée d'expérience correspond à plus de 5 ans sur le terrain. Une fois de plus, cette réduction de temps caractéristique est importante. Cependant, la durée équivalente peut paraître courte devant certaines échelles temporelles relatives aux évolutions des déserts. Dans notre cadre expérimental, cette durée d'expérience correspond au temps pour qu'une grande partie (voir la totalité) du sable initial ait quitté le système. En revanche, comme nous le verrons lors de notre étude, cette durée permet déjà d'explorer la différence de mûrissement et de stabilité des différentes structures. Des temps d'évolution plus longs peuvent toutefois être explorés grâce à ce dispositif expérimental. En particulier, l'utilisation d'un dispositif produisant un apport de sable permettrait de regarder le mûrissement des structures à plus long terme.

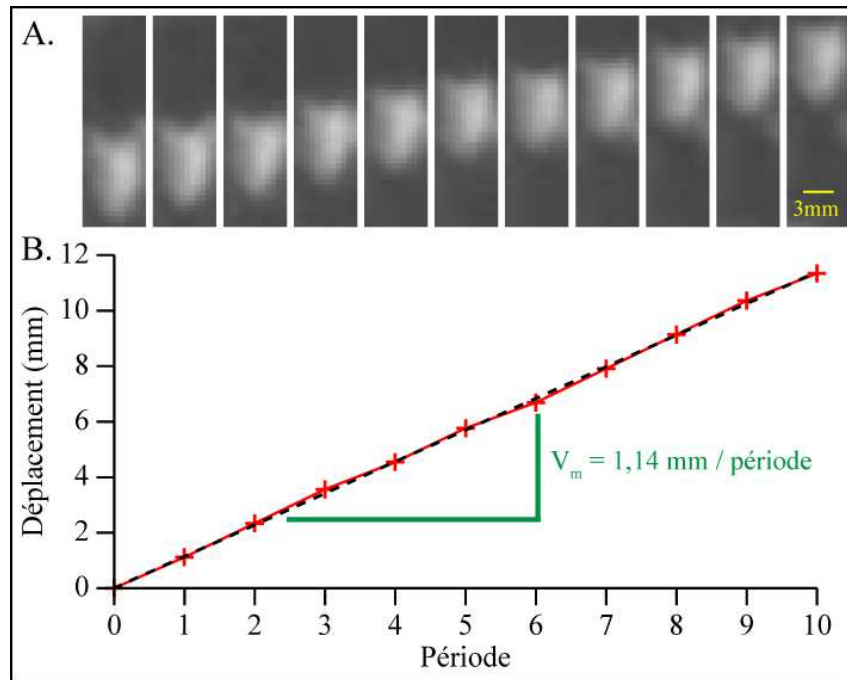


FIG. 3.15: Migration d'une barchane de 6 mm de large obtenue en laboratoire. (A.) Photos de son déplacement sur une distance égale à sa propre longueur. La taille minimale de formation d'une barchane en laboratoire permet de connaître l'échelle équivalente sur le terrain. (B.) Déplacement et vitesse de cette mini-barchane. La comparaison de sa vitesse de migration avec celles des dunes de terrain permet une remise à l'échelle du temps d'évolution des structures.

Chapitre 4

Champs de dunes

Sur le terrain, les dunes n'apparaissent que rarement isolées. Que ce soit dans les déserts terrestres, à la surface de Mars ou celle de Titan, elles forment la plupart du temps des champs complexes de dunes. Les structures y interagissent constamment par des échanges de sable, des modifications de l'écoulement ou encore des collisions. Cependant, au sein d'un champ de dunes, ces dernières partagent souvent les mêmes caractéristiques morphologiques qui dépendent de leurs conditions de formation et d'évolution.

Dans ce chapitre, nous étudierons des champs de dunes reproduits en laboratoire et par simulations numériques. Nous regarderons l'effet de régimes bimodaux de vents sur la morphologie des dunes formées. Nous discuterons la sélection d'orientation des structures en fonction de l'angle entre les deux directions de vent. Puis, nous nous intéresserons aux différences d'évolution de ces champs de dunes au travers de leur mûrissement et de leur stabilité à long terme. Ensuite, nous aborderons l'influence de la période du régime de vent sur l'évolution de ces champs de dunes. Enfin, nous terminerons par décrire le résultat inattendu d'une expérience qui nous a permis de reproduire des dunes paraboliques en laboratoire.

Sommaire

4.1	Présentation de l'étude	82
4.1.1	Expériences en laboratoire	83
4.1.2	Simulations numériques	84
4.2	Dunes transverses et dunes longitudinales	85
4.2.1	Les <i>Transverses</i> , analogues expérimentaux et numériques	85
4.2.2	Les <i>Longitudinales</i> , analogues expérimentaux et numériques	85
4.2.3	Orientation des dunes : d'un extrême à l'autre	88
4.2.4	Modèle simple de sélection d'orientation	93
4.3	Évolution des champs de dunes	96
4.3.1	Évolution morphologique	96
4.3.2	Évolution de la longueur d'onde et mûrissement	102
4.3.3	Vieillessement et stabilité	108
4.4	Influence de la période	111
4.5	Des dunes paraboliques en laboratoire	114

4.1 Présentation de l'étude

Sur le terrain, les dunes s'organisent le plus souvent en vastes champs qui regroupent un nombre important de structures. Ces champs s'étendent sur des régions de tailles variables qui peuvent aller jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres carrés. Ils sont en général situés dans les régions dites arides et dans des zones propices à l'accumulation de grandes quantités de sables comme nous l'avons vu au cours du chapitre 1.

Les morphologies des dunes présentes au sein d'un champ de dunes dépendent d'un ensemble de paramètres tels que la quantité disponible et l'apport de sable (FIG. 1.11 et [Ewing and Kocurek, 2009; Bourke, 2009]), la topographie (FIG. 1.12), ou encore de la présence de cohésion et de fixation du sable (FIG. 1.8, 1.9, 1.10 et [Duran and Herrmann, 2006; de M. Luna et al., 2009; Rubin and Hesp, 2009]). À ces paramètres se rajoute le vent qui souffle sur ces étendues de sable et joue le rôle déterminant de moteur dans la formation des dunes. En particulier, des régimes de vents complexes, non monodirectionnels, ont été proposés dans les scénarios de formation de certains types de dunes [Bagnold, 1941; Pye and Tsoar, 1990; Cooke et al., 1993]. C'est par exemple le cas des dunes étoiles pour lesquelles des vents provenant de directions multiples sont proposés comme origine à leur morphologie. Bien que ces scénarios de formation soient en général communément admis par les communautés qui travaillent sur les dunes, très peu d'études ont été menées pour contraindre ces derniers. De manière plus générale, peu d'études sur la morphologie des dunes ont été réalisées dans le cas de régimes de vents non monodirectionnels [Rubin and Hunter, 1987; Rubin and Ikeda, 1990; Lacy et al., 2007; Werner, 1995; Taniguchi and Endo, 2007]. Nous regardons ici l'influence d'un régime bimodal de vent sur un lit initialement plat de sable.

Pour des vents alternant entre 2 directions, Rubin and Hunter [1987] ont montré que des rides linaires se forment à partir d'un lit plat de sable pour des expériences réalisées dans le cas éolien et qu'elles pouvaient être reparties en 3 familles. Par la suite, Rubin and Ikeda [1990] ont reproduit des résultats identiques dans le cas de dunes formées en laboratoire, dans un canal. Ces études ont montré que ces 3 types de dunes apparaissent pour différentes valeurs de l'angle entre les directions de vent et du rapport de la quantité de sable transporté suivant chacune d'elles. L'orientation de ces structures est alors telle qu'elle maximise le transport de sable perpendiculaire à leur crête. Elle peut être soit *transverse* pour des dunes dont la crête est perpendiculaire au vent moyen, soit *longitudinale* pour des dunes parallèles à celui-ci ou encore *oblique* pour les cas de transports asymétriques de sable. Ces études ont en particulier mis en évidence une transition entre dunes transverses et dunes longitudinales pour un angle de 90° entre les 2 directions de vent dans le cas d'un transport de sable symétrique, en accord avec le principe de maximisation du flux de sable perpendiculaire à la crête.

Ces études expérimentales, associées à des études numériques [Werner, 1995], ont confirmé la formation de dunes longitudinales pour des régimes bimodaux de vent. Néanmoins la question n'est pas complètement close et un autre scénario de formation est régulièrement mentionné pour les dunes longitudinales. Celui-ci fait appel à des mouvements tourbillonnaires qui se créeraient le long des dunes sous l'action d'un vent monodirectionnel ou en raison d'un écoulement secondaire dû à la déflexion du vent par celles-ci [Tsoar, 1983a,b; Tsoar et al., 1997; Wang et al., 2003]. Ce processus de formation, recensé par exemple dans le livre de Cooke et al. [1993], est le plus souvent accompagné de l'idée que les dunes longitudinales ne se forment que lorsque la quantité de sable disponible est importante.

De plus, ces études ne discutent pas de la dynamique de ces champs de dunes qui reste peu contrainte. Quels sont les phénomènes physiques qui aboutissent à la sélection de morphologie en fonction du régime de vents ? Les premières longueurs d'onde instables sont-elles identiques

et le mûrissement est-il similaire pour ces différentes structures ? Les formes observées sont-elles stables ? Les dunes longitudinales migrent-elles ? Se posent également des questions sur les différences de morphologie observée sur le terrain pour ces champs de dunes. Comment expliquer que les dunes transverses ressemblent le plus souvent à des barchanes accolées (*barchan ridges*) ou que les dunes longitudinales peuvent avoir des longueurs de centaines de kilomètres ?

Nous allons ici approfondir nos connaissances de ces champs de dunes et ainsi pouvoir apporter des éléments de réponse à ces questions. Pour cela, nous nous intéresserons au cas d'étendues de sable sans apport de sable extérieur et soumises à un régime bimodal de vent. Nous étudierons l'influence de l'angle θ entre les deux directions de vent sur la sélection du type de dunes ainsi que sur leur dynamique et leur évolution.

4.1.1 Expériences en laboratoire

L'étude de champ de dunes en laboratoire a commencé sur le montage expérimental de petite taille (section 3.2.1) qui nous a permis de faire les premiers tests. Un jeu d'expériences a été réalisé pour des angles différents de régimes bimodaux de vents. Des images des champs de dunes obtenus sont présentées en annexe A. La zone d'intérêt étant relativement faible, nous avons développé et construit, parallèlement à ces tests, le montage de grande taille (section 3.2.1). La majeure partie de l'étude des champs de dunes que nous présentons ici est réalisée avec ce nouveau montage. Avec ce dernier, nous avons réalisé une série de 9 expériences utilisant le même protocole et pour lesquelles nous n'avons fait varier que θ , l'angle entre les deux directions de vent. Nous décrivons ci-dessous le déroulement typique d'une de ces expériences.

Chaque expérience commence par un cycle à vide (sans sable sur le plateau) d'une durée de quelques périodes du régime de vent. Cette phase préparatoire nous permet de mesurer avec précision et vérifier la valeur de l'angle programmé entre les deux directions de vent. Pour cela nous utilisons les mouvements d'un objet de référence placé sur le disque. Nous nous assurons également de la stabilité du régime de vent implémenté et qu'il n'y a pas de problème matériel qui pourrait entraîner une dérive de l'orientation du disque. Nous préparons ensuite le lit de sable.

Pour notre étude, nous souhaitons partir d'un lit plat et homogène de sable. Plusieurs méthodes ont été testées pour la préparation de cette condition initiale du lit de sable. La méthode que nous avons retenue consiste à travailler à masse constante et à saupoudrer les billes de céramique à la surface du disque. Le saupoudrage du sable nous permet d'obtenir des conditions initiales relativement homogènes et surtout qui ne favorisent aucune direction particulière qui pourrait forcer la formation et l'évolution des structures. Une expérience type est réalisée avec 600 g de billes de céramique. Cette quantité de sable représente une couche de l'ordre du millimètre sur la surface du disque. Ces billes sont au préalable lavées et tamisées afin de retirer les impuretés et poussières potentiellement présentes. Elles sont ensuite complètement mouillées dans un bœcher rempli d'eau. Cette étape nous assure qu'aucune bulle d'air n'est présente et que tous les grains sont libres de se déplacer librement les uns par rapport aux autres. Les billes de céramique sont ensuite saupoudrées, sous l'eau, directement sur la surface du disque.

L'expérience est alors lancée pour 60 cycles. Chacun de ces cycles correspond à une période du régime de vents et contient 2 mouvements élémentaires du chariot pour chacune des directions du vent, soit 4 aller-retours de plateau. Au bout de ces 240 aller-retours, l'expérience est arrêtée et un scan du lit de sable par nappe laser est réalisé afin de pouvoir reconstruire un

premier profil de hauteur du champ de dunes. Ce processus de scan laser et de reconstruction de profil 3D est détaillé dans la section 3.3.2. L'expérience est ensuite relancée pour 180 cycles supplémentaires, ce qui fait donc un total de 240 périodes du régime de vents pour une expérience complète. Nous réalisons alors un second scan du champ de dunes avant de nettoyer le disque du sable encore présent. Une fois le sable retiré du disque nous effectuons l'ensemble des scans de référence nécessaires à la reconstruction des profils de hauteur et à leur remise à l'échelle.

Bien que l'échelle de temps d'évolution est considérablement réduite par rapport au terrain, la durée totale d'une expérience reste relativement longue. L'addition des retours lents du chariot, des différentes temporisations pour les prises de photos et pour les changements d'orientation du disque ainsi que des procédures de scan, implique qu'une telle expérience dure typiquement de l'ordre d'une semaine à dix jours.

4.1.2 Simulations numériques

Nous souhaitons compléter notre étude expérimentale par une étude numérique. Nous nous plaçons donc, pour nos simulations, dans des conditions similaires à celles de nos expériences en laboratoire. Pour cela, la grille de calcul est une grille de 1024×1024 dont le pas spatial est de $1.5 l_s$. Cette résolution nous permet de maximiser la surface équivalente étudiée ($1636 l_s \times 1536 l_s$) sans que les structures ne soient influencées par la valeur du pas de grille comme nous l'avons montré dans la section 2.5.2. Le pas de temps utilisé est alors de $0.01 t_s$, ce qui nous assure la stabilité du calcul. Afin de minimiser les effets de bord, notre lit de sable est initialisé avec une bosse circulaire de profil gaussien de très faible rapport d'aspect. L'épaisseur maximale de sable est de $2 l_s$, nous sommes ainsi dans un rapport d'aspect comparable aux conditions initiales expérimentales. Un faible bruit, d'une amplitude de l'ordre de 1% de la hauteur locale, est ajouté au profil afin de se rapprocher d'un cas plus réaliste. La période utilisée est de $2 t_s$ ce qui semble correspondre au temps de retournement des structures rencontrées dans nos simulations. Enfin, nous choisissons un flux d'entrée nul.

Nous réalisons une série de simulations numériques pour des valeurs de l'angle θ entre les 2 vents allant de 0 à 180° . Pour chacune d'elles, nous enregistrons l'évolution du profil de hauteur du lit de sable.

4.2 Dunes transverses et dunes longitudinales

4.2.1 Les *Transverses*, analogues expérimentaux et numériques

Une première étape logique pour l'étude des champs de dunes consiste à se mettre dans des conditions simples de vents. Nous savons qu'un vent monodirectionnel appliqué à un tas de sable isolé aboutit à la formation d'une dune de type barchane. Ces dunes peuvent être reproduites à l'échelle centimétrique à l'aide d'un dispositif expérimental tel que le notre [Hersen, 2004a]. De même, le modèle numérique $\subset \Xi$ contient les éléments indispensables et suffisants pour rendre compte de la formation de ce type de dune [Hersen, 2004a]. Lorsque la quantité de sable est plus importante, un vent monodirectionnel donne naissance à des dunes transverses [Rubin and Hunter, 1987; Rubin and Ikeda, 1990; Schwämmle and Herrmann, 2003b; Pelletier, 2009] ou à des *ceintures* des barchanes [Endo et al., 2004].

Plus généralement, et comme nous le montrons sur la figure 4.1 pour des angles entre les deux vents de l'ordre de 30° , un champ de dunes transverses se forme également sous l'action d'un régime bimodal de vents lorsque l'angle qui sépare ceux-ci reste faible. Alors qu'elles ne se forment pas que sous des vents monodirectionnels, ces dunes perpendiculaires au vent moyen ont souvent été décrites par des études menées avec des approches $2D$ [Ouchi and Nishimori, 1995; Parteli and Herrmann, 2003; Lee et al., 2005; Parteli et al., 2006b]. Nous verrons, par la suite, que ces dunes transverses sont complexes et que la simplification à l'étude d'une tranche $2D$ est insuffisante pour les comprendre pleinement. Il est nécessaire de les considérer comme de véritables objets $3D$.

4.2.2 Les *Longitudinales*, analogues expérimentaux et numériques

Lorsque le vent alterne entre deux directions séparées par un grand angle θ , un type différent de dunes se développe. Des crêtes alignées avec le vent moyen apparaissent et un champ de dunes longitudinales se forme alors rapidement. Nous présentons sur la figure 4.2.A un tel champ de dunes obtenu en laboratoire, sous l'influence d'un régime bimodal de vents séparés d'un angle $\theta = 135^\circ$. Des structures analogues peuvent également être reproduites à l'aide de notre modèle numérique avec des valeurs de θ du même ordre comme nous pouvons le voir sur la figure 4.2.B pour $\theta = 140^\circ$.

Ce résultat expérimental représente, avec les études menées par Rubin and Ikeda [1990] et Lacy et al. [2007], la seule confirmation en laboratoire du mode de formation des dunes longitudinales. De plus, seules des simulations numériques basées sur le principe d'automates cellulaires [Werner, 1995] n'avaient jusqu'à présent été utilisées pour reproduire des analogues numériques de dunes longitudinales. La possibilité d'obtenir ces structures avec un modèle *continu* [Reffet et al., 2008] a également été confirmée par l'étude de Parteli et al. [2009] à partir d'un modèle numérique relativement similaire au notre. Le fait de pouvoir former ce type de dunes par notre modèle montre que la physique impliquée dans la formation des dunes longitudinales est la même que pour la formation des dunes transverses ou encore des barchanes. En effet, les ingrédients physiques utilisés sont identiques. L'instabilité longitudinale de lit plat, qui tend à créer une crête perpendiculaire au vent, associée au couplage par reptation, ingrédients minimaux introduits dans notre modèle, sont des éléments suffisants pour décrire ces différentes structures. En particulier, il n'est pas nécessaire de recourir à la création de larges mouvements tourbillonnaires dans l'interdune ou à des écoulements secondaires créés par déflexion. Ces phénomènes ne sont pas introduits et ne peuvent pas avoir lieu dans notre modèle. Ils n'apparaissent donc pas indispensables pour former des dunes longitudinales.

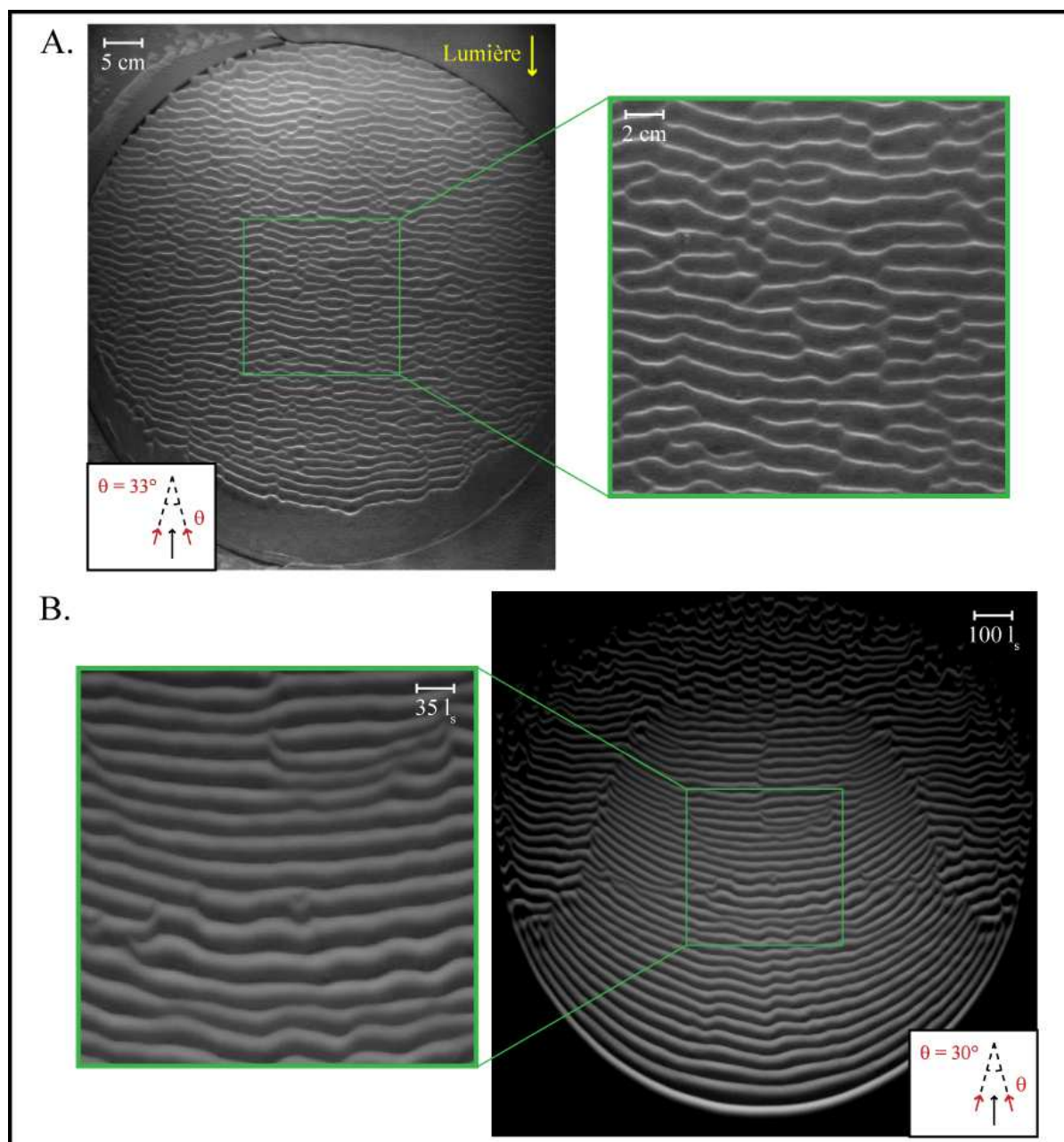


FIG. 4.1: **Dunes transverses** obtenues en laboratoire (A.) et numériquement (B.). Un vent bimodal présentant une faible séparation angulaire déstabilise le lit de sable pour former des structures qui sont perpendiculaires à sa direction moyenne. Des barres transverses qui présentent une crête séparant une face d'avalanche d'un dos plus plat sont alors formées.

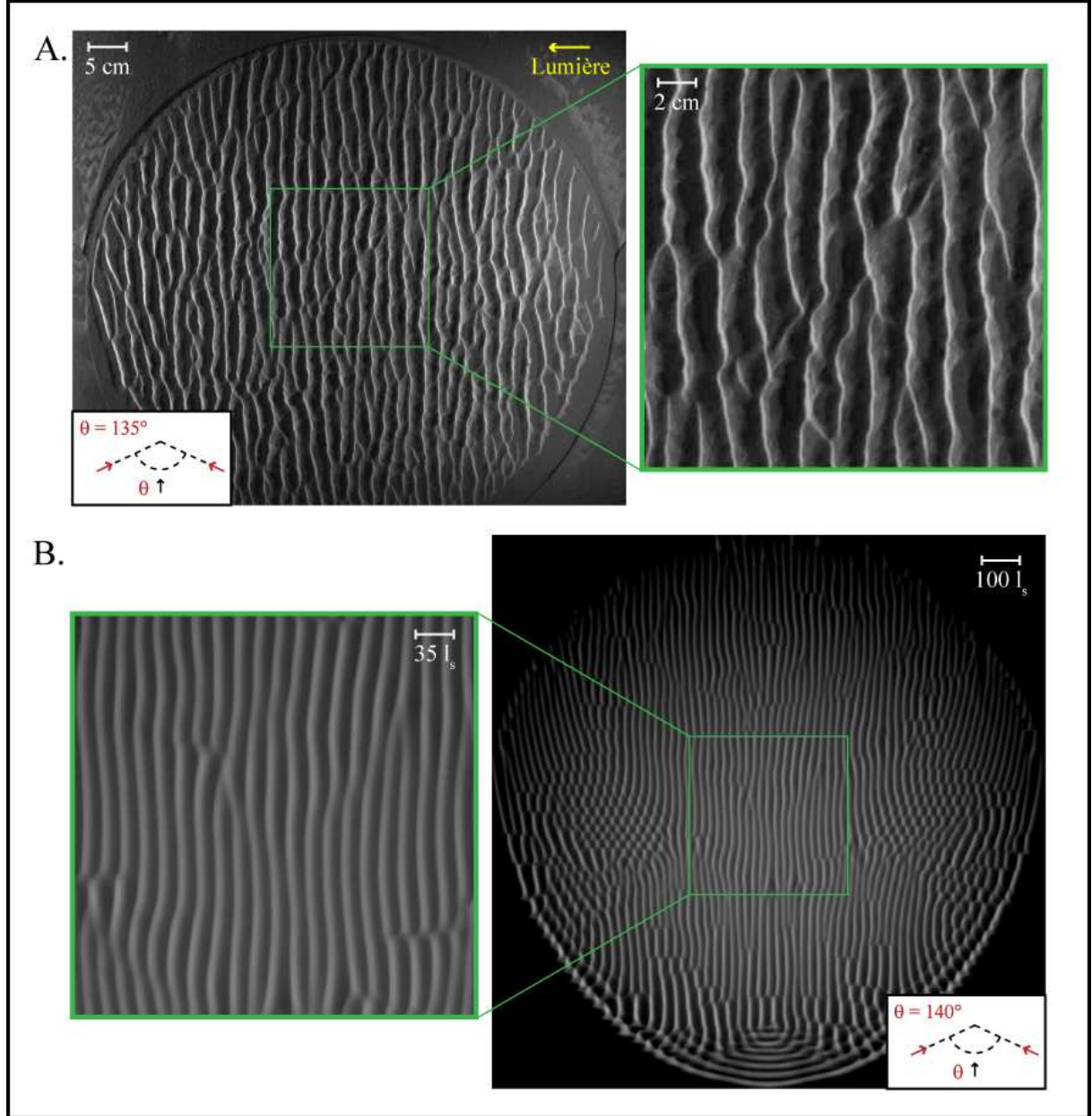


FIG. 4.2: **Dunes longitudinales** obtenues en laboratoire (A.) et numériquement (B.). La variation importante de la direction du vent modifie la nature des structures observées par rapport au cas quasi monodirectionnel. Les dunes formées présentent une crête alignée avec le vent moyen et dont les faces d'avalanche s'adaptent au vent instantané.

4.2.3 Orientation des dunes : d'un extrême à l'autre

En accord avec les résultats de [Rubin and Ikeda \[1990\]](#), nous venons de voir qu'une séparation angulaire des deux directions de vent de 33° aboutit à la formation de dunes transverses alors que pour 135° des dunes longitudinales sont créées. Nous pouvons alors nous demander si ces deux solutions sont les seules possibles pour des régimes bimodaux et symétriques de vents comme cela a été proposé au cours de cette précédente étude. Alors que le cas d'une superposition de structures perpendiculaires à chacun des vents aurait pu être attendu, l'observation détaillée de l'ensemble des lits de sable obtenus expérimentalement et numériquement montre que se sont bien les structures transverses et longitudinales qui prédominent. Cependant, les dunes ne sont pas pour autant purement transverses ou purement longitudinales. Ces deux orientations semblent pouvoir cohabiter voire être en compétition au sein d'un même champ de dunes. Ce point est particulièrement visible autour de $\theta = 90^\circ$, valeur proposée par [Rubin and Hunter \[1987\]](#) et [Rubin and Ikeda \[1990\]](#) pour la transition entre mode transverse et mode longitudinal. Comme nous pouvons le voir sur la figure 4.3, il est possible d'amplifier la visualisation de cette cohabitation pour les expériences par l'utilisation des 2 orientations différentes d'éclairage du lit de sable (section 3.3.1). En fonction de l'éclairage choisi, un même champ de dunes peut apparaître comme formé de structures majoritairement transverses ou au contraire longitudinales.

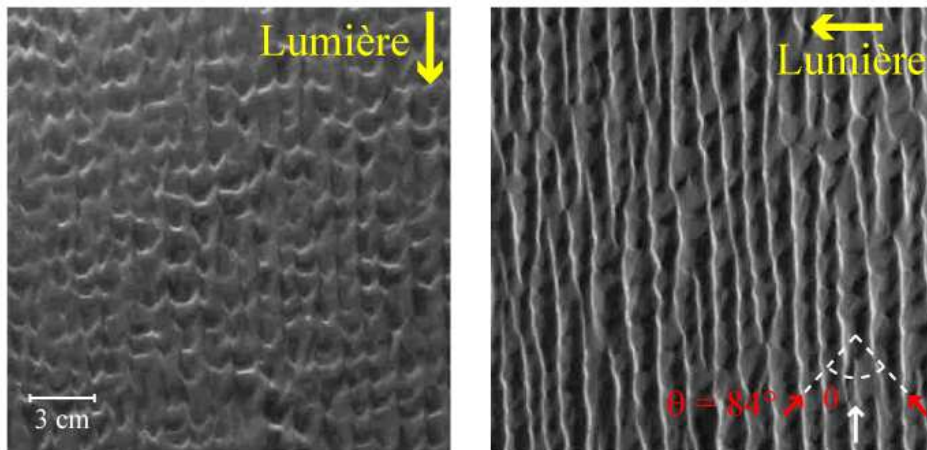


FIG. 4.3: **Cohabitation d'orientation.** Sur ces deux images du même lit de sable, nous pouvons voir que deux orientations de structures cohabitent. Des crêtes perpendiculaires au vent moyen s'intercalent entre des crêtes qui lui sont parallèles. L'utilisation des deux éclairages permet de mettre encore plus en avant cette superposition de motifs pour des valeurs de θ proche de 90° .

La différence apparente de morphologie qui pourrait être déduite de ces photos illustre la nécessité d'avoir un autre moyen d'observer et de quantifier la morphologie des structures. Nous réalisons alors des scans par nappe laser du lit de sable à des instants donnés pour chaque expérience de champ de dunes. Cette technique, présentée en détail dans la section 3.3.2, permet de reconstruire le profil de hauteur du champ de dunes par l'utilisation de 4 directions de scan successives. Bien que coûteuse en temps d'expérience et en quantité de données, cette méthode nous fournit une caractérisation quantitative du profil de hauteur des lits de sable. Des exemples de profils 3D reconstruits par ce processus sont présentés en figure 4.4. L'ensemble des profils 3D de champs de dunes que nous avons utilisés pour notre étude est compilé dans l'annexe B.

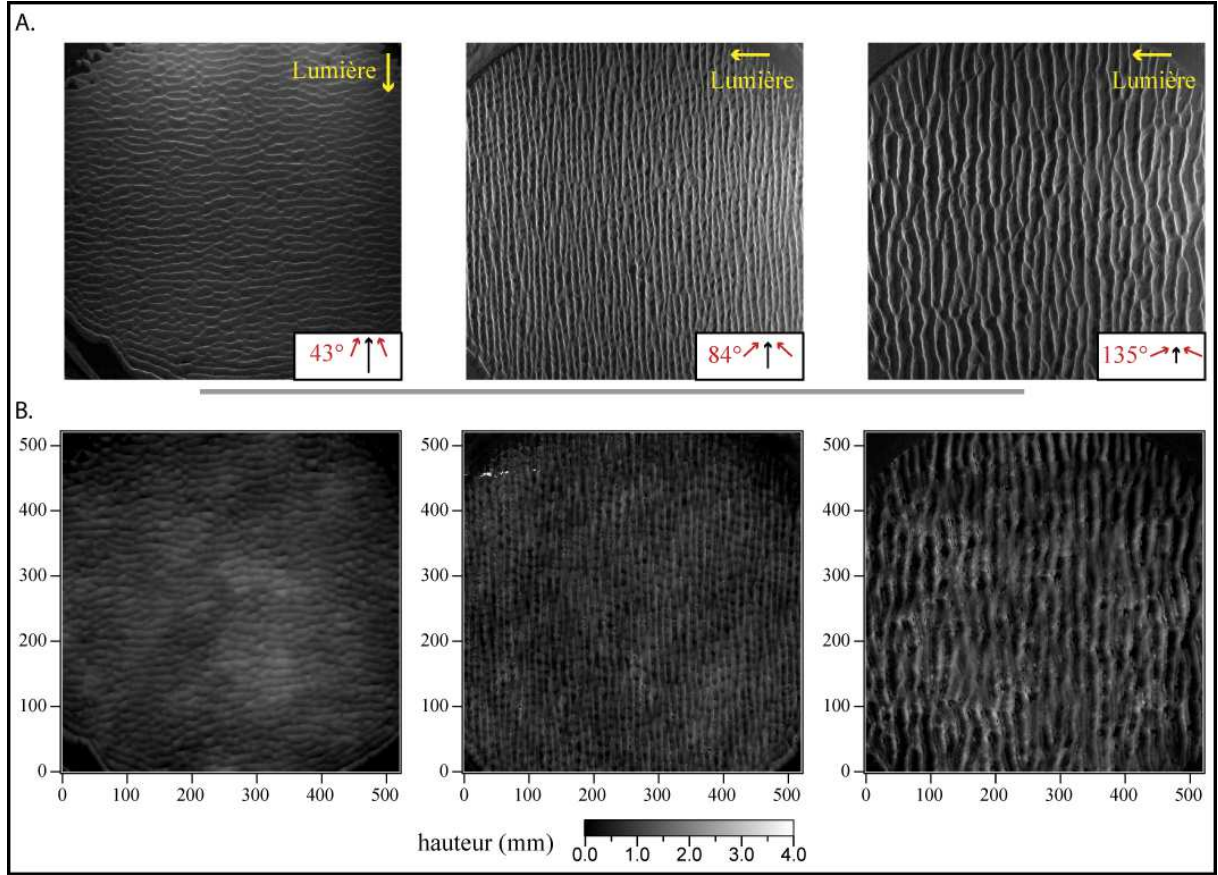


FIG. 4.4: **Profils 3D de champs de dunes.** (A.) Photos de champs de dunes pour 3 angles différents du régime de vents. (B.) Profils 3D de ces mêmes champs de dunes reconstruits à partir de la procédure de scan par nappe laser. Ces images et profils ont été obtenus à la période 60. Les axes indiquant l'échelle spatiale sont en millimètres.

Alors que l'orientation observée des structures pouvait être mal interprétée ou difficilement déterminée à partir des photos des lits de sable, ces profils 3D nous permettent de déterminer celle-ci indépendamment d'un choix arbitraire d'éclairage par une analyse par transformée de Fourier. En effet, ayant accès au profil de hauteur, nous pouvons nous intéresser à l'énergie véhiculée par chaque vecteur d'onde et donc pour chaque orientation au sein des lits de sable. La figure 4.5.A montre des exemples de représentations dans le plan de Fourier de ces profils. Nous pouvons voir sur cette figure le changement de la répartition d'énergie entre le cas d'un champ de dunes transverses et le cas d'un champ de dunes longitudinales. L'énergie est portée par les vecteurs d'onde perpendiculaires aux structures. Elle se répartie suivant une ellipse dont le grand axe est dans le sens du vent moyen pour les champs de dunes transverses et perpendiculaire à celui-ci pour les champs de dunes longitudinales. Dans le cas intermédiaire, nous retrouvons bien une répartition d'énergie correspondant à la superposition de ces deux orientations de structures.

Après avoir calculé la transformée de Fourier 2D d'un profil de hauteur, nous déterminons l'énergie totale véhiculée dans chacune des directions par intégration des poids de chaque vecteur d'onde pour une direction donnée. Pour ce calcul, nous filtrons les très basses fréquences, telles que le continu et les variations sur des distances de l'ordre de la taille du champ de dunes, qui ne

rendent pas directement compte de la variation d'amplitude des dunes. De même, nous filtrons les hautes fréquences qui sont liées au bruit de nos profils. Des résultats de ce calcul sont montrés sous la forme de représentations polaires sur la figure 4.5.B.

Pour la période 60 que nous présentons ici, l'énergie véhiculée par les structures transverses ($\theta = 43^\circ$) est environ 100 plus faible que pour celles longitudinales ($\theta = 135^\circ$). Les diagrammes présentés sur la figure 4.5 ont donc été normalisés afin de pouvoir comparer plus facilement la variation de la répartition d'énergie. Alors que les représentations polaires pour $\theta = 43^\circ$ et $\theta = 135^\circ$ correspondent à la géométrie observée dans le plan de Fourier, la représentation polaire obtenue pour $\theta = 84^\circ$ nous révèle que les structures longitudinales prédominent sur les structures transverses.

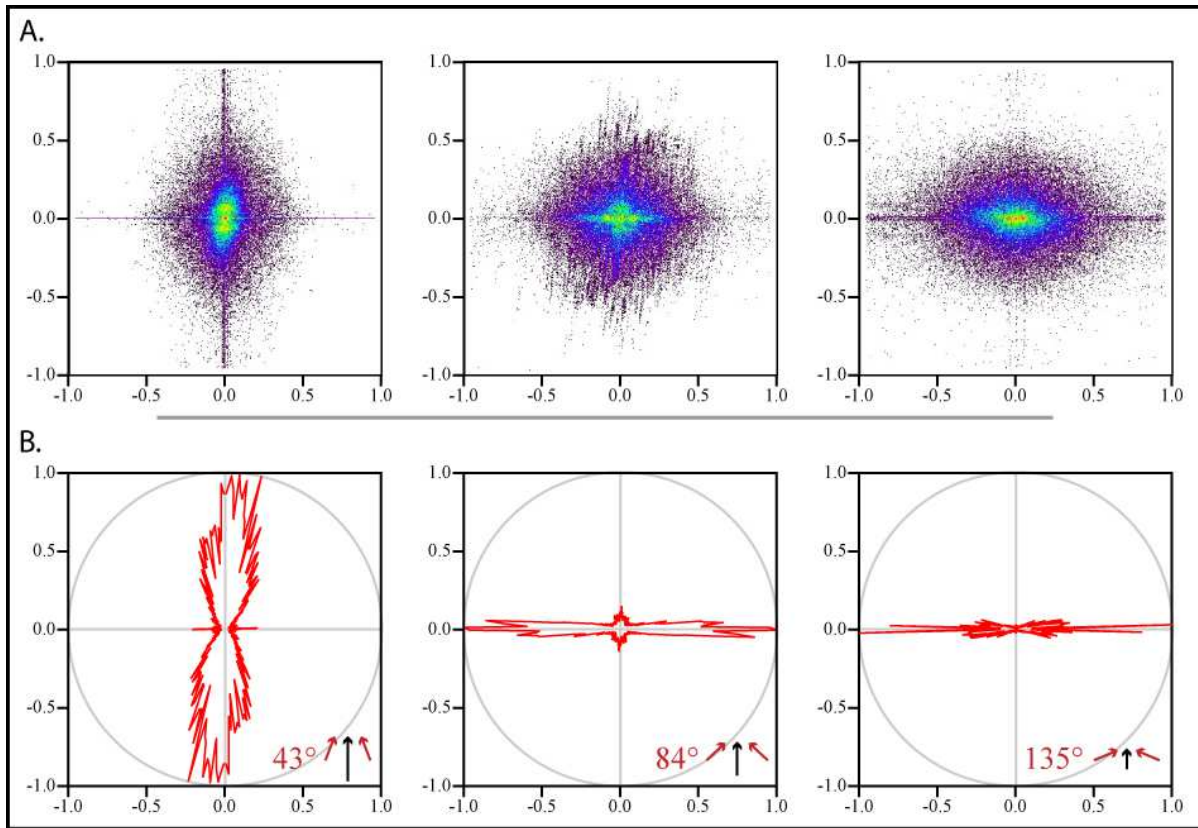


FIG. 4.5: **Distribution de l'énergie et orientation des dunes.** (A.) Magnitude au carré (en échelle logarithmique) des transformées de Fourier pour chacun des cas de la figure 4.4. (B.) Répartition angulaire d'énergie correspondante. Chacun des points des courbes correspond à l'intégrale de l'énergie (distance à l'origine) dans une direction des vecteurs d'onde donnée (angle par rapport à l'axe des abscisses). Pour faciliter la comparaison, ces distributions sont normalisées.

À partir de ces représentations polaires, il est possible de déterminer l'orientation principale des structures, que nous appelons α , au sein d'un champ de dunes. L'angle α est défini comme l'écart angulaire de l'orientation, par rapport à un vecteur d'onde aligné avec le vent moyen, pour laquelle l'énergie totale est maximum. Il varie donc de 0° pour les vecteurs d'onde qui correspondent à des structures parfaitement transverses, et dont les crêtes sont perpendiculaires au vent moyen, à 90° pour ceux qui représentent les structures parfaitement longitudinales. Cette étude est menée pour l'ensemble de nos expériences ainsi que pour nos simulations numériques.

Les résultats de cette détermination de l'angle α en fonction de la valeur de l'angle entre les deux directions de vent sont présentés sur la figure 4.6. Comme proposé par Rubin and Ikeda [1990] pour leurs expériences en canal, et comme le laissaient présager nos photos de champs de dunes, l'orientation principale des structures est soit transverse soit longitudinale pour nos régimes bimodaux et symétriques de vents. Néanmoins, la transition assez abrupte entre ces deux modes a lieu, pour les périodes considérées ici, pour des séparations angulaires entre les vents légèrement plus faibles que la valeur $\theta = 90^\circ$ du modèle de Rubin and Hunter [1987].

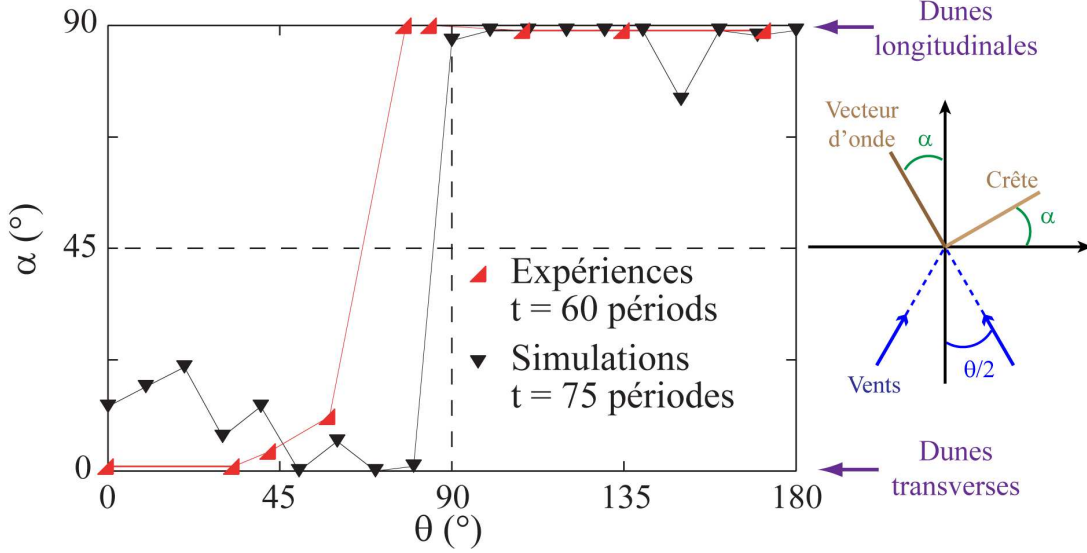


FIG. 4.6: **Orientation des dunes**, notée α , par rapport à la perpendiculaire au vent moyen, en fonction de l'angle θ du régime bimodal de vents. Les structures apparaissent soit transverses ($\alpha = 0^\circ$) soit longitudinales ($\alpha = 90^\circ$). Une transition franche a lieu pour des valeurs de θ légèrement inférieures à 90° .

Le diagramme ci-dessus nous indique quelle orientation de structures domine chaque champ de dunes mais, comme nous l'avons vu sur la figure 4.3, des structures transverses et longitudinales peuvent cohabiter. Il apparaît donc intéressant de déterminer à quel point l'une de ces deux orientations domine sur l'autre pour différentes valeurs de l'angle θ . Dans ce but, nous cherchons à construire un indicateur qui tienne compte de cette cohabitation. À partir des répartitions polaires d'énergie (FIG. 4.5.B), nous déterminons l'énergie totale associée au mode transverse E_{\parallel} et celle associée au mode longitudinal E_{\perp} . Ces grandeurs sont définies comme la somme des énergies des vecteurs d'onde qui correspondent aux structures dont les orientations sont telles que $\alpha < 45^\circ$ et $\alpha > 45^\circ$ respectivement. Nous construisons ensuite l'indicateur normalisé $\Gamma = \frac{E_{\perp} - E_{\parallel}}{E_{\perp} + E_{\parallel}}$. Il est égal à -1 pour un champ de dunes parfaitement perpendiculaires au vent moyen et égal à $+1$ dans le cas de dunes parfaitement parallèles à ce dernier. Les valeurs de l'indicateur Γ en fonction de l'angle θ nous permettent de construire le diagramme présenté sur la figure 4.7. Tout comme dans le cas de la détermination de l'orientation principale des structures (FIG. 4.6), nous constatons une transition entre mode transverse et longitudinal relativement marquée dans le cas des simulations numériques. Pour nos expériences en laboratoire, la transition apparaît plus douce. Ce diagramme confirme que le passage entre champs de dunes dominés par les structures transverses et champs de dunes dominés par les structures longitudinales se produit pour des valeurs de θ inférieures à 90° .

Nous pouvons également remarquer que cet indicateur est assez robuste. En effet, ce di-

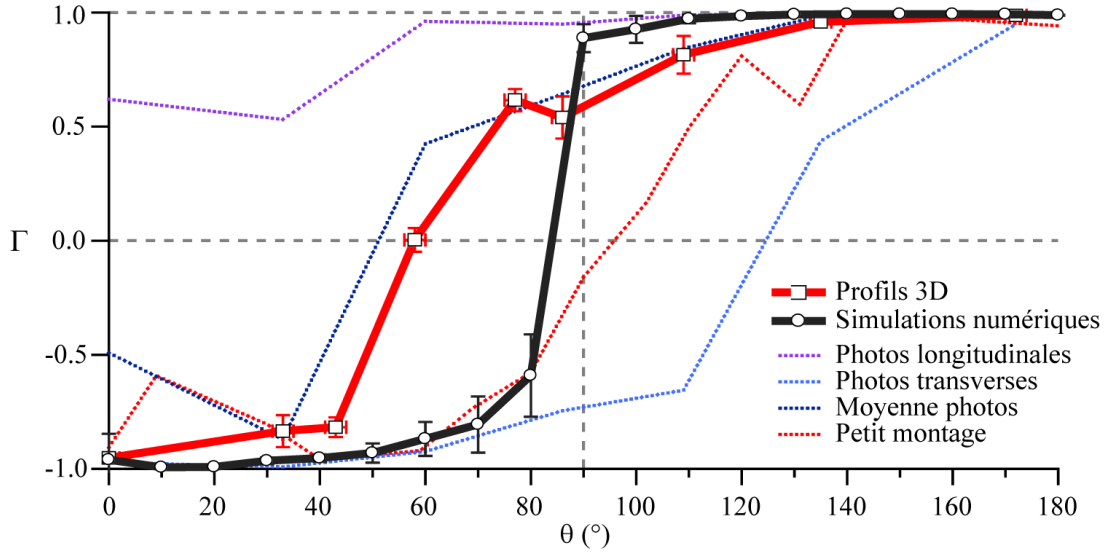


FIG. 4.7: **Transition de mode.** Représentation de l'indicateur $\Gamma = \frac{E_{\perp} - E_{\parallel}}{E_{\perp} + E_{\parallel}}$ en fonction de θ . Cet indicateur nous donne la répartition relative d'énergie entre le mode transverse et le mode longitudinal. Nous indiquons les valeurs de Γ obtenues par l'étude des profils 3D ($t = 60$ périodes) et numériques ($t = 75$ périodes). Le même indicateur est déterminé à partir des photos des expériences pour l'éclairage favorisant les structures transverses (courbe *Photos transverses*) et celui favorisant les structures longitudinales (courbe *Photos longitudinales*). La combinaison de ces deux éclairages (courbe *Moyenne photos*) permet de retrouver le comportement déterminé à partir des profils 3D. Enfin, le même travail mené sur les photos des expériences réalisées avec le petit montage est également présenté (courbe *Petit montage*). Les barres d'erreur correspondent ici au calcul de Γ pour différentes tailles de la zone d'intérêt, incluant donc plus ou moins de motifs et de défauts.

agramme peut également être construit en utilisant les photos d'évolution des expériences. Néanmoins, l'éclairage choisi tend à déplacer les valeurs de l'indicateur Γ en fonction de l'orientation privilégiée par celui-ci. Elles sont ramenées vers la valeur -1 et $+1$ pour les photos dont l'éclairage favorise les structures transverses et longitudinales respectivement (courbes *Photos transverses* et *Photos longitudinales* sur la figure 4.7). Il est nécessaire de prendre en compte la combinaison des deux éclairages, l'un favorisant les structures transverses et l'autre celles longitudinales, pour retrouver un comportement similaire à celui déterminé à partir des profils 3D. Le même travail mené à partir des photos des expériences tests réalisées avec le montage de plus petite taille aboutit à des valeurs de Γ décalées vers la valeur -1 et une transition plus proche de $\theta = 90^\circ$. Cependant, ce décalage peut ici s'expliquer par l'influence de l'effet de bord sur la formation et l'évolution des structures obtenues avec ce montage expérimental. Celui-ci tend à former des dunes transverses, ou plus exactement en arcs concentriques (annexe A), dont la trace se retrouve sur l'indicateur Γ .

4.2.4 Modèle simple de sélection d'orientation

Dans le cas d'un régime bimodal de vents, chacune des deux directions de vent tend à créer des structures dont les crêtes lui sont perpendiculaires. Cependant, les champs de dunes formés ne correspondent pas à la cohabitation de structures perpendiculaires à chacune des directions de vent et nous observons à la place des structures transverses et longitudinales et ce quelle que soit la valeur de l'angle θ . Or, seule cette instabilité longitudinale a été introduite dans notre modèle numérique. Comme celui-ci permet la formation de dunes analogues à celles observées dans nos expériences ainsi que sur le terrain, nous pouvons donc supposer que cette instabilité est suffisante pour comprendre cette sélection d'orientation. Celle-ci peut s'expliquer à l'aide d'un modèle simple dont l'idée directrice consiste à dire que, comme dans le cas monodirectionnel, les crêtes s'organisent de manière à ce que le flux de sable perpendiculaire total soit maximum [Rubin and Hunter, 1987]. Pour les régimes de vents que nous utilisons, cela revient à dire que les structures tendent à être le plus perpendiculaires possible aux deux directions de vent simultanément. Au premier ordre, le flux perpendiculaire total correspond à la combinaison linéaire de la contribution de chacun des deux vents. Il est alors possible de nous intéresser à la variation de ce flux perpendiculaire total en fonction de l'orientation α d'une structure. Il faut pour cela considérer deux configurations géométriques différentes présentées sur la figure 4.8.

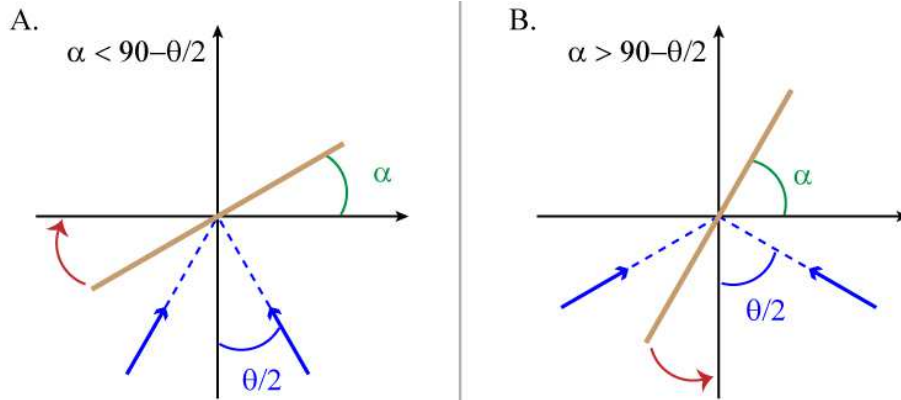


FIG. 4.8: **Processus d'orientation de la crête.** En fonction de la configuration géométrique, deux orientations de la crête (en brun) maximisent le flux de sable perpendiculaire à la structure. Une crête d'orientation α aura donc tendance à modifier son orientation (flèches rouges) pour s'adapter à cette contrainte induite par les vents (flèches bleues). (A.) La crête tend à être transverse. (B.) La crête tend à être longitudinale.

Dans un premier cas, nous nous intéressons à une structure pour laquelle les deux vents proviennent du même côté. Cela correspond géométriquement à une orientation de la crête telle que $\alpha < (90 - \theta/2)$ que nous avons représentée schématiquement sur la figure 4.8.A. Le flux perpendiculaire à la crête peut s'écrire en fonction de son angle d'orientation α sous la forme de l'équation 4.1. Cette expression admet un maximum pour $\alpha = 0^\circ$ ce qui correspond à une orientation perpendiculaire au vent moyen. Une crête formée dans cette géométrie aura donc tendance à devenir transverse pour que le flux perpendiculaire soit maximisé.

$$f_{\perp} \propto \cos\left(\alpha - \frac{\theta}{2}\right) + \cos\left(\alpha + \frac{\theta}{2}\right), \quad (4.1)$$

Le second cas correspond à regarder une structure pour laquelle le vent change de côté en changeant de direction. La contrainte géométrique est alors $\alpha > (90 - \theta/2)$, ce qui correspond au schéma présenté sur la figure 4.8.B. Dans cette configurations, le flux total perpendiculaire à la crête s'écrit en fonction de α sous la forme de l'équation 4.2. Contrairement au cas précédent le maximum a cette fois lieu lorsque $\alpha = 90^\circ$ et que la crête est donc parallèle au vent moyen. Une structure formée dans cette configuration aura donc tendance à devenir longitudinale en maximisant le flux perpendiculaire à sa crête.

$$f_{\perp} \propto \cos(\alpha - \frac{\theta}{2}) - \cos(\alpha + \frac{\theta}{2}), \quad (4.2)$$

Cette approche simple nous permet donc de voir que chacune de ces orientations transverses et longitudinales des dunes peut bien être reliée à un critère de maximisation du flux de sable. Maintenant, si nous couplons ces deux types de configuration, et donc ces deux expressions, il est possible de connaître l'allure du flux perpendiculaire à une crête d'orientation α quelconque pour différentes valeurs de l'angle θ . Nous obtenons alors la figure 4.9. Pour chacune de ces courbes, nous retrouvons la présence des deux maxima locaux, pour $\alpha = 0^\circ$ ou 90° , qui correspondent à chacune des deux configurations géométriques (eqn. 4.1 et eqn. 4.2). Nous pouvons également remarquer la présence d'un minimum du flux perpendiculaire lorsque $\alpha = 90 - \theta/2$ ce qui correspond à l'alignement de la crête avec l'une des deux directions de vent.

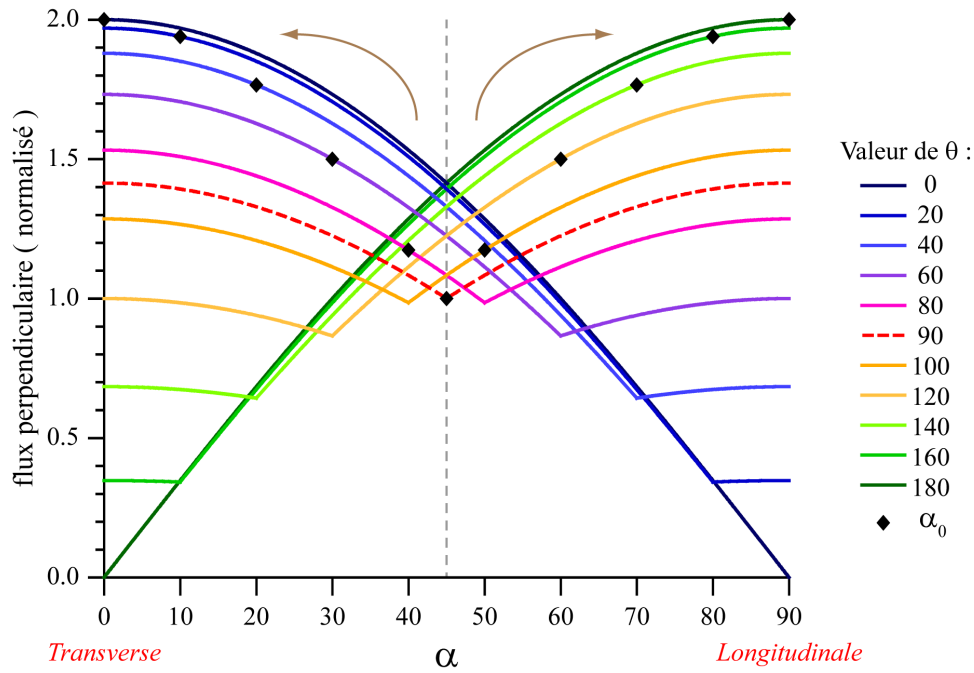


FIG. 4.9: **Maximisation du flux perpendiculaire.** Chacune des courbes représente le flux perpendiculaire à une crête en fonction de son orientation α pour différentes valeurs de l'angle du régime de vent θ . Les losanges noirs correspondent, pour chaque θ , à la position d'une crête perpendiculaire à l'un des deux vents (α_0). Les flèches brunes indiquent le chemin, le sens de variation de α , pour maximiser le flux. Nous pouvons voir que l'orientation devient alors soit transverse ($\alpha = 0^\circ$) soit longitudinale ($\alpha = 90^\circ$), ce qui permet d'expliquer la dichotomie d'orientation au sein d'un champ de dunes.

Il est de plus possible de comprendre la sélection entre les deux maxima locaux et donc d'expliquer la sélection d'orientation des structures au sein des champs de dunes pour chacune des valeurs de l'angle θ . Pour un régime bimodal l'apparition des premières crêtes dépend de la déstabilisation longitudinale initiale du lit de sable par chacun des vents. Bien que ces crêtes perpendiculaires à chacun des vents ne prédominent pas au sein des champs de dunes développés, elles peuvent néanmoins être observées au cours des premières périodes de nos expériences en laboratoire (FIG. 4.10). Ainsi, il est raisonnable de considérer l'orientation *initiale* de la crête, α_0 , comme perpendiculaire à l'un des deux vents, ce qui correspond à $\alpha_0 = \theta/2$. La considération de cette orientation initiale, représentée par des losanges noirs sur la figure 4.9, nous donne donc la configuration géométrique *naturelle* pour chaque valeur de θ . Ainsi, pour $\theta < 90^\circ$ nous sommes dans la configuration de la figure 4.8.A. Comme le taux de croissance de l'instabilité est *a priori* proportionnel au flux perpendiculaire, la croissance sera plus importante pour des crêtes transverses et donc l'orientation des structures aura tendance à être déplacée dans le sens des α décroissants (cas transverse). Inversement, pour $\theta > 90^\circ$, il s'agit du cas de la figure 4.8.B et l'orientation aura tendance à évoluer vers les α croissants (cas longitudinal). Autour de $\theta = 90^\circ$, il existe alors deux solutions relativement équivalentes qui maximisent le flux et les deux orientations peuvent cohabiter.

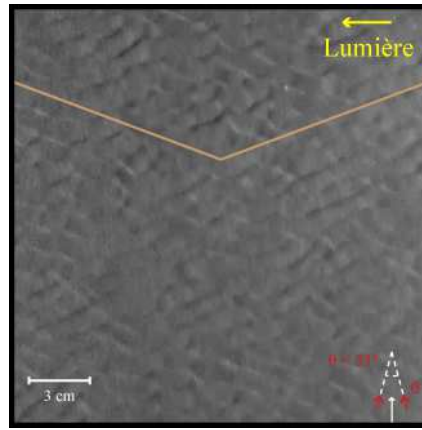


FIG. 4.10: **Orientation initiale des crêtes.** Nous pouvons voir sur cette photo, prise à la période 10, la cohabitation de crêtes qui correspondent à la déstabilisation du lit de sable par chacune des directions de vent. Afin d'aider la visualisation de ces crêtes perpendiculaires à chacun des vents, leurs 2 orientations sont soulignées par les traits bruns.

Ce modèle simpliste qui ne tient pas compte de la forme des dunes (dont le flux dépend) ou encore de leur stabilité, permet malgré tout une interprétation de la transition d'orientation ainsi que de la cohabitation de structures transverses et longitudinales autour de $\theta = 90^\circ$. Il permet également d'illustrer un *chemin* qui mène de la formation d'une crête par l'un des vents vers l'orientation liée à l'influence des deux directions de vent. Il donne par conséquent un premier aperçu de la dynamique de ces champs de dunes. Cependant, il ne permet pas d'expliquer le décalage de la transition entre champs de dunes transverses et longitudinales vers des valeurs de θ inférieures à 90° , par comparaison aux travaux de Rubin and Hunter [1987] et Rubin and Ikeda [1990]. Pour cela, nous devons nous intéresser plus en détails à la dynamique de ces structures.

4.3 Évolution des champs de dunes

4.3.1 Évolution morphologique

Nous présentons dans un premier temps un aperçu de l'évolution des différents types de champs de dunes à partir des photos prises pendant les expériences¹.

Nous pouvons voir sur la figure 4.11 la déstabilisation d'un lit plat de sable sous l'effet d'un régime de vent bimodal de séparation angulaire $\theta = 33^\circ$. Comme dans le cas d'un vent monodirectionnel, l'instabilité longitudinale crée des structures dont les crêtes sont perpendiculaires au vent moyen et fini par former un champ de dunes transverses comme nous l'avons vu précédemment. Le mûrissement de cette instabilité se fait par une augmentation de la taille des structures et de leur longueur d'onde. Au cours du mûrissement, les défauts (dislocations entre crêtes) apparaissent de moins en moins nombreux. Les structures apparaissent de plus en plus cohérentes, les crêtes se régularisent et peuvent être suivies sur une grande distance. Alors que l'évolution du motif semble initialement relativement lente, un changement important de dynamique a lieu à la fin de l'expérience. La longueur d'onde et la taille des structures augmentent brusquement. Cette évolution s'accompagne de la séparation des dunes qui laissent ainsi apparaître la surface du disque, fond solide, au niveau des interdunes.

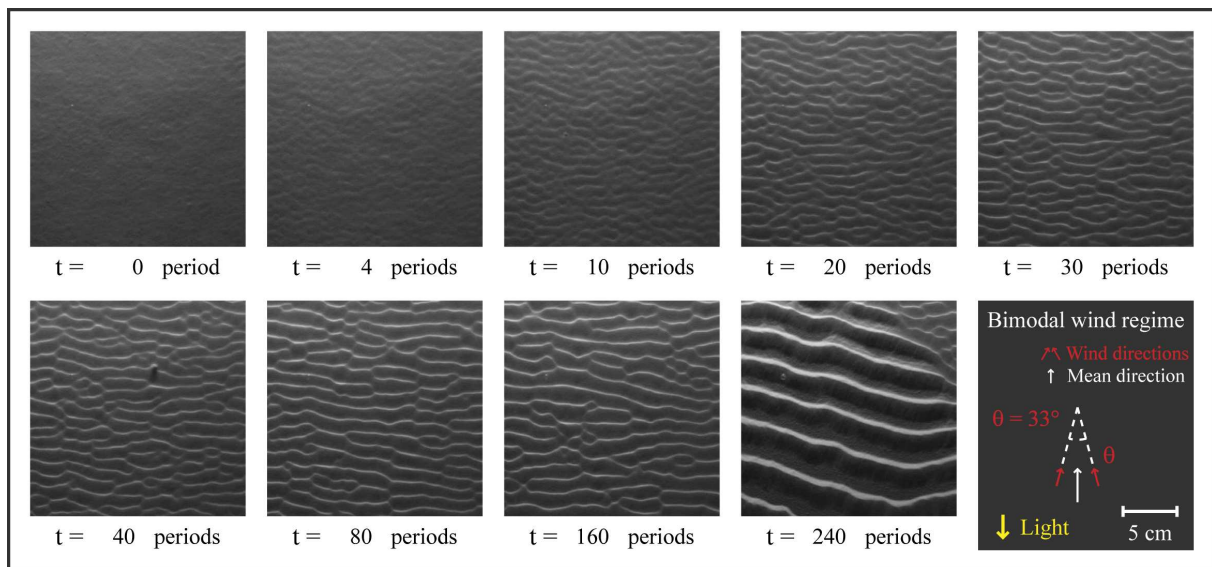


FIG. 4.11: **Évolution : Lit plat, $\theta = 33^\circ$.** Sur cette séquence de photos, nous pouvons voir l'instabilité de lit plat apparaître dès les premières périodes de l'expérience. La longueur d'onde augmente ensuite progressivement. Au cours des dernières périodes, le fond est atteint et le mûrissement du lit de sable s'emballe. Des structures transverses de longueur d'onde plus grande envahissent le plateau en partant du bord inférieur et se propagent dans le sens du vent moyen. Voir également le film C.1 pour les versions électroniques.

¹Des films qui permettent de visualiser l'évolution complète de ces différents champs de dunes ont été réalisés et sont disponibles sur demande. Ils sont également inclus dans le fichier *pdf* pour les versions électroniques de ce manuscrit en annexe C.

Nous présentons l'évolution d'un lit de sable homogène subissant un régime bimodal de vents pour lequel $\theta = 135^\circ$ sur la figure 4.12. Contrairement au cas de champ de dunes transverses précédent, le lit plat est cette fois déstabilisé transversalement et pour former un champ de dunes longitudinales. Tout comme pour les dunes transverses, le mûrissement des dunes augmente leur taille et leur longueur d'onde et leur motif semble se régulariser. Certaines dunes longitudinales s'étendent de manière ininterrompue à travers la totalité du plateau et ce relativement tôt dans l'expérience. L'interdune se vide progressivement du sable jusqu'à laisser apparaître la surface du plateau. La croissance de la longueur d'onde semble alors ralentie. Bien que la densité de défauts diminue avec le mûrissement des dunes, ils restent présents même en fin d'expérience. Ces raccords entre structures voisines peuvent être *ouvrants*, une crête se séparant en deux, mais aussi *fermants*, deux crêtes se rejoignant en une seule, par rapport au sens du vent moyen.

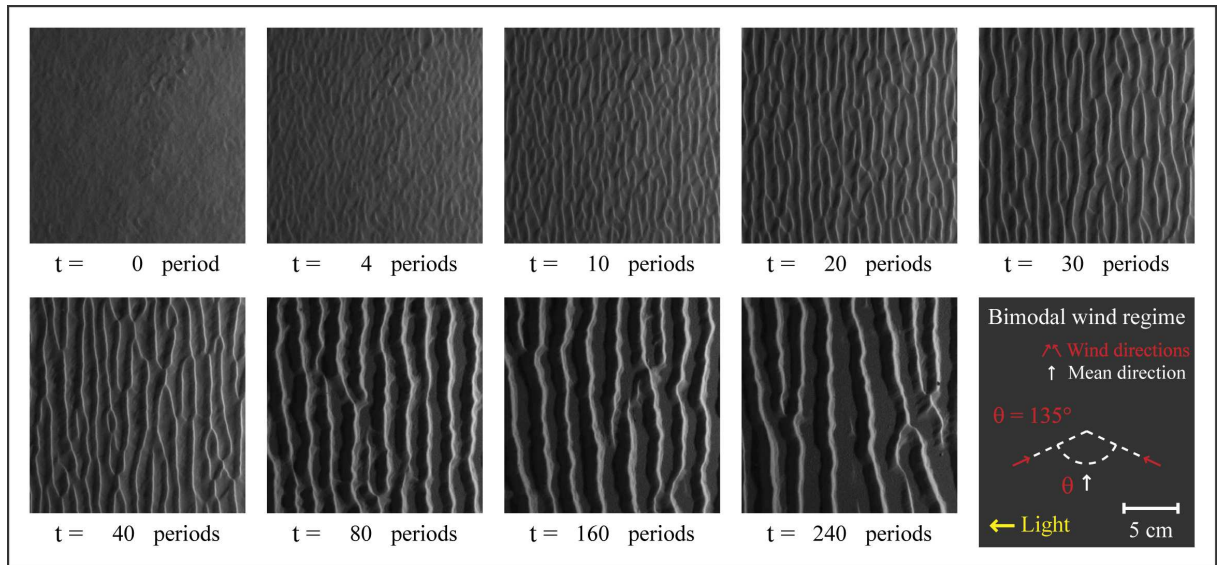


FIG. 4.12: **Évolution : Lit plat $\theta = 135^\circ$.** Nous pouvons voir ici la déstabilisation d'un lit plat qui aboutit rapidement à la formation de structures longitudinales. La longueur d'onde du motif et la taille des dunes semble évoluer assez rapidement dans un premier temps, puis cette évolution se ralentit lorsque les structures commencent à être séparées par des interdunes vides de sable. Voir également le film C.2 pour les versions électroniques.

Nous nous intéressons maintenant à l'évolution d'un champ de dunes pour un régime de vents séparés d'un angle $\theta = 84^\circ$ (FIG. 4.13). Comme nous l'avons vu précédemment (FIG. 4.3), nous sommes ici dans un cas intermédiaire entre champ de dunes transverses et longitudinales. L'utilisation d'éclairages différents permet alors de mettre en évidence cette compétition tout au long de l'évolution du champ de dunes. Nous pouvons voir ici que les deux directions de déstabilisation cohabitent dès les premières périodes de l'expérience. Une fois de plus, aucun mode d'organisation perpendiculaire à chacune des directions de vent ne se développe à long terme. Après un passage par un motif carré, le champ de dune évolue petit à petit vers des alignements assez irréguliers de tas de sable dans le sens du vent. Des raccords transverses entre ces structures sont également visibles.

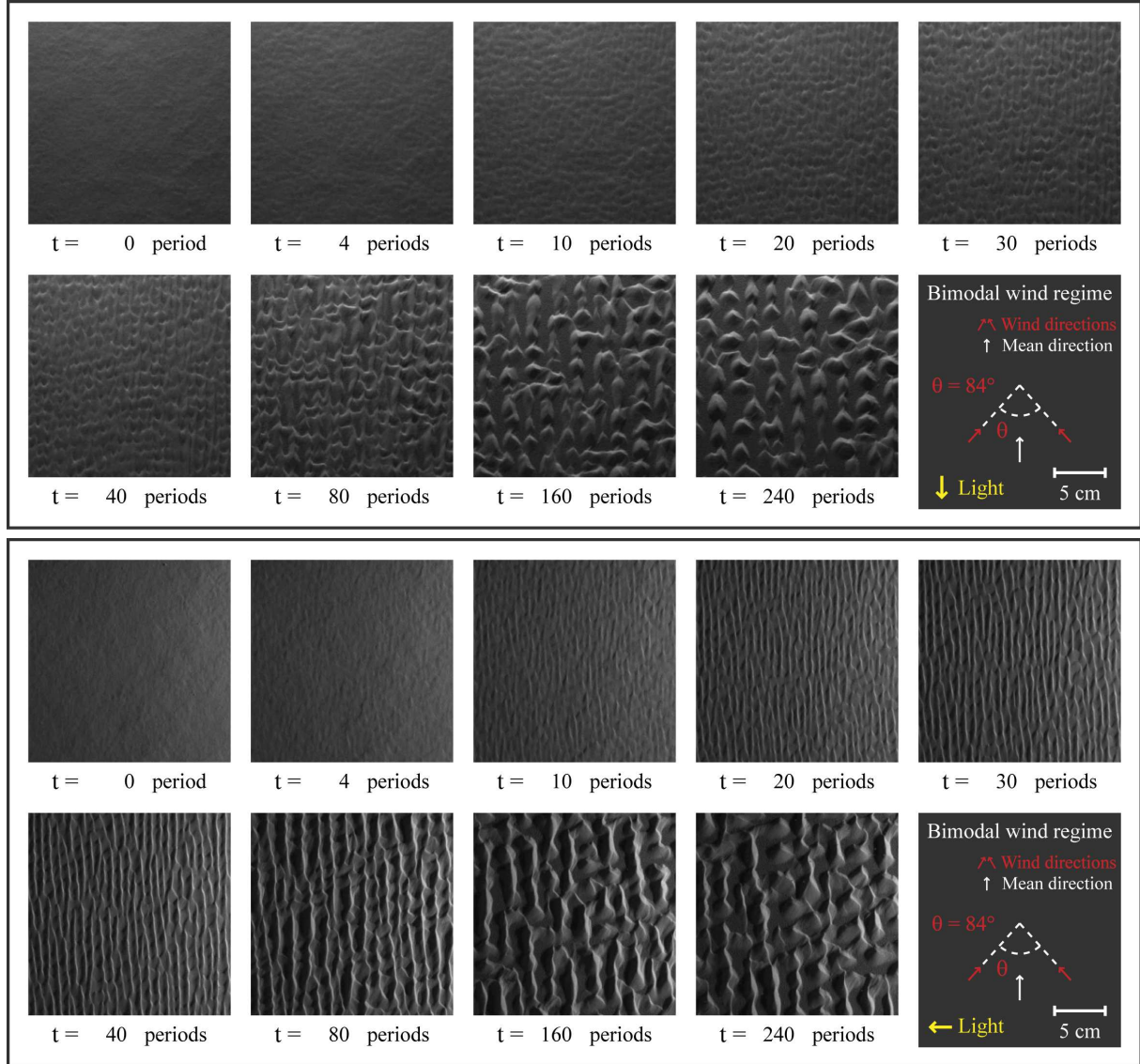


FIG. 4.13: **Évolution : Lit plat, $\theta = 84^\circ$.** Nous remarquons sur cette séquence de photos que la déstabilisation du lit plat aboutit ici à la cohabitation de structures perpendiculaires au vent moyen avec d'autres qui lui sont parallèles. Le motif du champ de dunes apparaît très irrégulier et évolue vers des alignements de tas de sable dans le sens du vent moyen qui présentent des raccords transverses. La figure du haut est réalisée avec un éclairage qui favorise les structures transverses alors que l'éclairage utilisé pour celle du bas favorise les structures longitudinales. Voir également les films C.3 et C.4 pour les versions électroniques.

À partir des profils 3D reconstruits pour les périodes 60 et 240 de nos expériences en laboratoire, nous pouvons quantifier l'évolution de l'amplitude transverse et longitudinale des structures présentes au sein des champs de dunes. Les valeurs moyennes mesurées pour ces 2 temps sont représentées en fonction de la valeur de l'angle θ sur la figure 4.14. Ce graphique montre qu'à temps courts les structures longitudinales ont des amplitudes plus grandes que les structures transverses ce qui semble indiquer un développement plus rapide de l'instabilité pour les dunes longitudinales. À temps long, ce retard semble rattrapé et l'ensemble des structures présentent des amplitudes similaires.

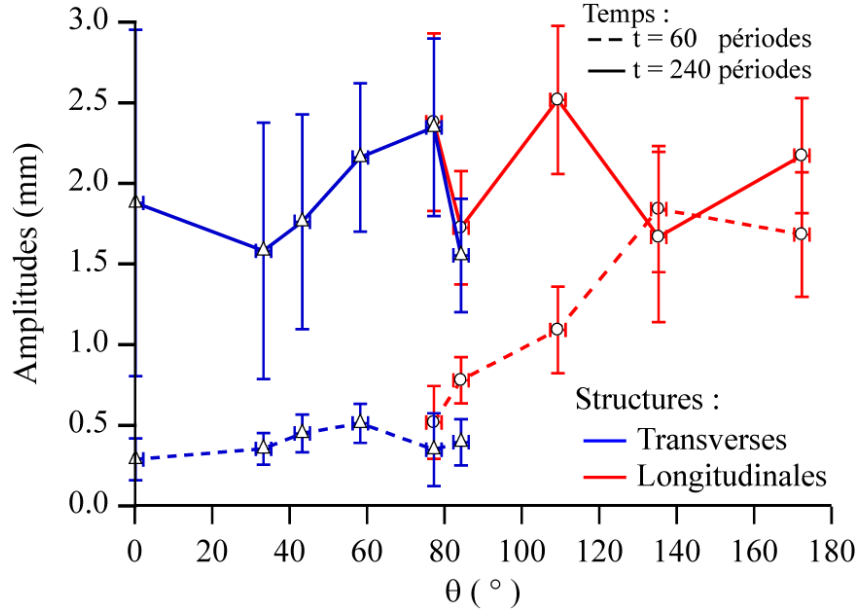


FIG. 4.14: **Amplitudes des structures transverses et longitudinales.** Valeur de l'amplitude des dunes pour les différentes expériences déterminée à partir de leurs profils 3D reconstruits. À $t = 60$ périodes (en pointillés), les structures longitudinales (en rouge) sont nettement plus développées que les transverses (en bleu). À temps longs ($t = 240$ périodes, en traits pleins) les ordres de grandeurs des amplitudes deviennent équivalents pour les deux types de structures. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type des mesures réalisées.

Nous réalisons ensuite une étude par corrélation des profils 3D expérimentaux afin de caractériser l'évolution de l'organisation des champs de dunes. Nous calculons la corrélation moyenne des profils de hauteur parallèlement et perpendiculairement au vent moyen. Puis nous regardons l'amplitude entre le premier minimum et le maximum qui le suit (FIG. 4.15.B). Dans le cas d'un motif périodique parfaitement cohérent, l'amplitude pic à pic serait égale à 2. Dans notre cas, la valeur de cette amplitude pic à pic nous permet de comparer la cohérence et donc l'organisation des structures au sein des champs de dunes. Ces amplitudes sont représentées sur la figure 4.15.A pour les 2 temps auxquels les scans par nappe laser ont été effectués. Cette étude par corrélation permet elle aussi de souligner une différence d'évolution entre dunes longitudinales et dunes transverses. Les premières ont dès la période 60 des cohérences de motif équivalentes à celles de la période 240 en fin d'expérience. En revanche, les dunes transverses présentent une nette augmentation de leur cohérence entre les périodes 60 et 240. La faible valeur de la cohérence pour les champs de dunes transverses à temps court provient de la faible amplitude des structures ainsi que de leur aspect irrégulier en raison du grand nombre de défauts

et dislocations présents au sein du lit de sable. Ce graphique montre également que les motifs sont moins cohérents lorsque l'angle θ est de l'ordre 90° ce qui est peut être relié à la cohabitation de structures transverses et longitudinales, et donc à la présence d'un grand nombre de défauts pour ce domaine de régimes de vents.

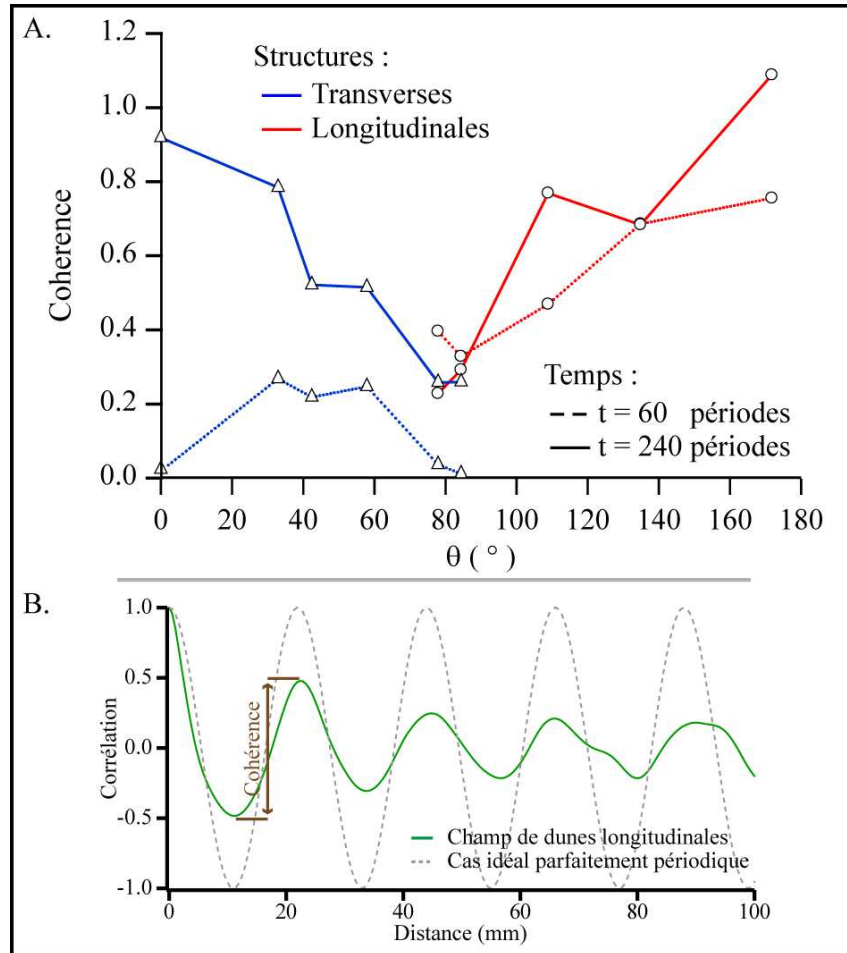


FIG. 4.15: **Cohérence des champs de dunes.** (A.) Valeur de la cohérence des structures pour les profils 3D expérimentaux. Nous noterons la faible cohérence des dunes transverses à temps court ainsi que la chute de cohérence autour de l'angle $\theta = 90^\circ$, domaine de transition entre structures transverses et longitudinales. (B.) Exemple de détermination des valeurs de cohérence ci-dessus à partir de l'amplitude pic à pic de la corrélation moyenne calculée perpendiculairement aux structures.

Bien que les profils 3D nous donnent plus d'informations qualitatives que les photos, ils ne constituent que deux points de mesure au cours du développement des lits de sable. Or, afin de mieux comprendre les différences d'évolution de ces différents champs de dunes, il apparaît indispensable de les suivre tout au long des expériences. L'utilisation de représentations *spatio-temporelles* telles que celles présentées par la figure 4.16 permet de mettre une fois de plus en évidence une différence importante dans le mûrissement des champs de dunes et complète la vue globale de leur évolution présentée par les figures 4.11, 4.12 et 4.13.

D'après ce que nous pouvons voir sur la coupe longitudinale, les dunes transverses évoluent

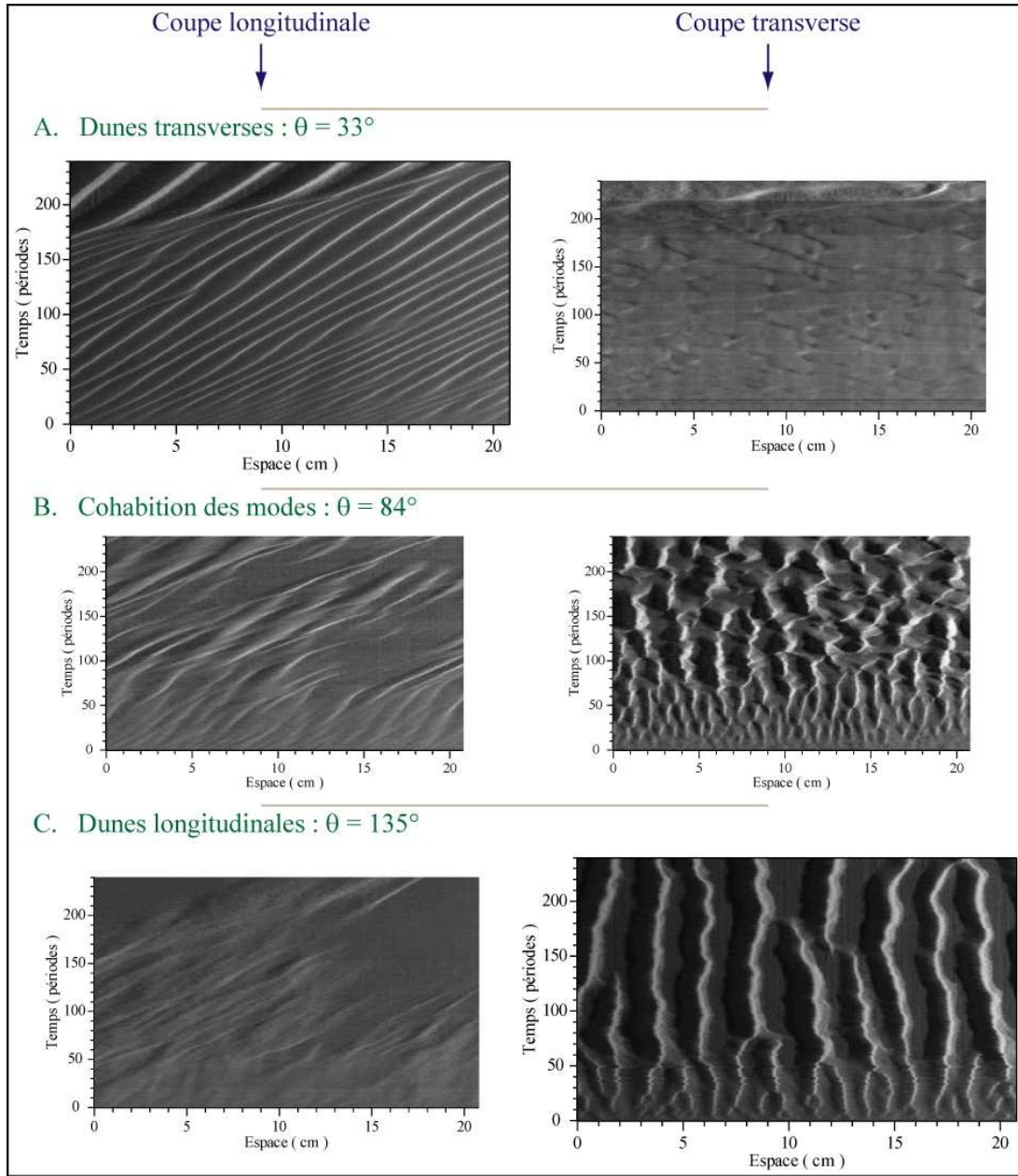


FIG. 4.16: **Représentations spatio-temporelles.** Pour différentes valeurs de θ , nous représentons l'évolution d'une coupe du lit de sable au cours du temps. À gauche, la coupe est telle que nous regardons l'évolution de la ligne centrale prise dans le sens du vent moyen. À droite, la coupe est quant à elle prise perpendiculairement à cette direction. Ces représentations mettent en avant la différence de dynamique entre les dunes transverses et les dunes longitudinales.

tout en se déplaçant. La vitesse de migration des crêtes transverses est de l'ordre de 0.8 mm par période du régime de vents. L'évolution de la longueur d'onde y apparaît assez lente jusqu'au brusque changement de dynamique en fin d'expérience. La coupe transverse illustre l'augmentation de la cohérence due à des motifs de plus en plus réguliers au cours du temps. Les dunes longitudinales quant à elles ne migrent pas ou presque pas. Elles mûrissent donc pour ainsi dire

sur place. Comme nous pouvons le voir sur la coupe transverse le processus de mûrissement dominant semble se faire par doublement de la longueur d'onde. Ce doublement est lié à la dynamique des défauts. En effet, les raccordements *fermants* (passage de une à deux crêtes) semblent migrer plus rapidement que ceux qui s'ouvrent face au vent. Les raccordements entre structures voisines tendent donc à les faire fusionner. Ce regroupement de structures, et donc la mise en commun de leur sable, entraîne la formation de dunes de plus grande taille et l'augmentation de la longueur d'onde du motif. Bien que plus difficilement visible en raison de la migration et que moins efficace, ce phénomène de coalescence, habituel dans le développement des instabilités, est également présent dans la dynamique des structures transverses. Autour de la transition, pour $\theta = 84^\circ$, la combinaison des deux comportements décrits ci-dessus est observable mais celui associé aux dunes longitudinales est dominant, en accord avec la transition entre transverses et longitudinales pour des valeurs inférieures à $\theta = 90^\circ$ que nous avons mis en avant précédemment (FIG. 4.6 et 4.7).

La migration latérale (perpendiculairement à leur crête) des dunes longitudinales est un sujet qui donne régulièrement lieu à débat [Rubin, 1990; Tsoar et al., 2004; Rubin et al., 2008]. Nous montrons ici que même s'il n'y a pas forcément de migration latérale à l'échelle globale d'un champ de dunes longitudinales, certaines d'entre elles se déplacent au cours du temps. Ce déplacement, lié à la coalescence, peut se faire dans des directions opposées. Il apparaît alors difficile de conclure sur la migration d'un champ de dunes à partir de la simple étude d'une seule des dunes qui le constituent. Néanmoins, pour un régime de vent non symétrique, une migration transverse des dunes longitudinales (qui seraient alors plus rigoureux de qualifier de dunes obliques [Rubin and Hunter, 1987]) est attendue.

4.3.2 Évolution de la longueur d'onde et mûrissement

Afin de quantifier l'évolution de la longueur d'onde, λ , des structures transverses et longitudinales tout au long des expériences nous réalisons une étude par corrélation des photos prises au cours des expériences. L'utilisation des photos ne représente pas ici un problème car nous nous intéressons directement et uniquement aux longueurs d'onde transverses et longitudinales. Celles-ci ne sont en effet pas modifiées par l'éclairage à condition d'utiliser celui adéquat pour l'étude de chacune de ces orientations. Ainsi nous utilisons l'éclairage qui favorise la visualisation de structures respectivement transverses et longitudinales pour déterminer la longueur d'onde longitudinale (dans le sens du vent moyen) et transverse. La longueur à un temps donné, est définie comme 2 fois la distance au premier minimum de la corrélation calculée perpendiculairement à l'orientation considérée. La figure 4.17 illustre cette détermination et présente des exemples de diagrammes de l'évolution de la corrélation au cours du temps pour des champs de dunes transverses et longitudinales.

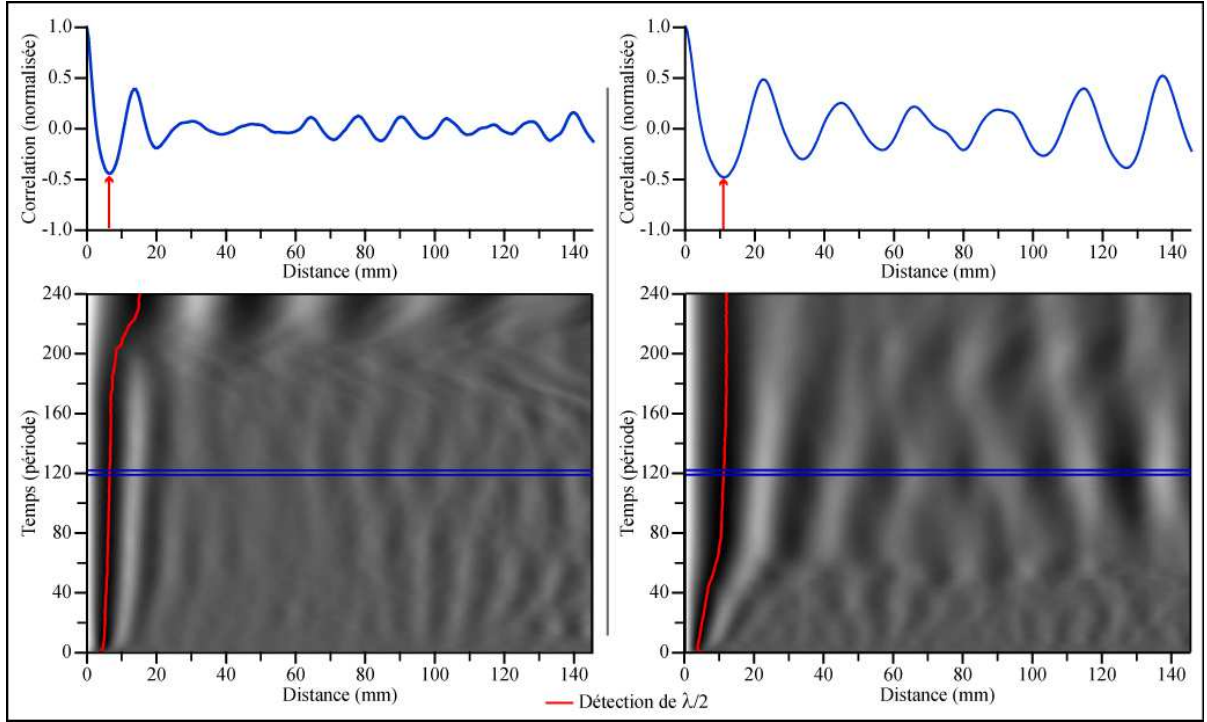


FIG. 4.17: **Corrélation et longueur d'onde.** Diagramme de corrélation pour des structures transverses ($\theta = 33^\circ$, à gauche) et longitudinales ($\theta = 135^\circ$, à droite). Ces diagrammes nous permettent de suivre l'évolution de la longueur d'onde tout au long des expériences. La longueur d'onde est déterminée par la distance du premier minimum de la corrélation comme illustré sur les graphiques situés dans la partie du haut. Les graphiques de corrélations correspondent à la période 120 repérée par les coupes bleues sur les diagrammes.

Lorsqu'une des orientations prédomine largement sur l'autre, il est alors impossible de déterminer de longueur d'onde correspondant à l'orientation minoritaire. Les structures y sont soit incohérentes soit au contraire *trop* cohérentes (structure uniforme sur toute la longueur de la fenêtre de calcul) et ne présentent pas de périodicité. Cependant une longueur d'onde pour chacune des orientations peut être déterminée pour le domaine de cohabitation des deux orientations donnant ainsi la possibilité de regarder l'évolution de la longueur d'onde dans chacune de celles-ci. Les résultats de cette détermination de la longueur d'onde pour chacun des champs de dunes expérimentaux sont présentés par la figure 4.18. Nous pouvons alors comparer leur évolution temporelle. Nous retrouvons sur cette figure l'ensemble des comportements décrits précédemment lors de la description des images d'évolution temporelle des différents types de champs de dunes (FIG. 4.11, 4.12 et 4.13) et des diagrammes spatio-temporels qui y sont associés (FIG. 4.16). Nous pouvons en outre voir sur cette figure que l'évolution des structures transverses est assez similaire et ce quelle que soit la valeur de l'angle θ (en dehors de l'augmentation brusque de la valeur de λ en fin d'expérience). En revanche, nous pouvons remarquer que l'angle θ a une influence plus grande sur l'évolution de la longueur d'onde des structures longitudinales.

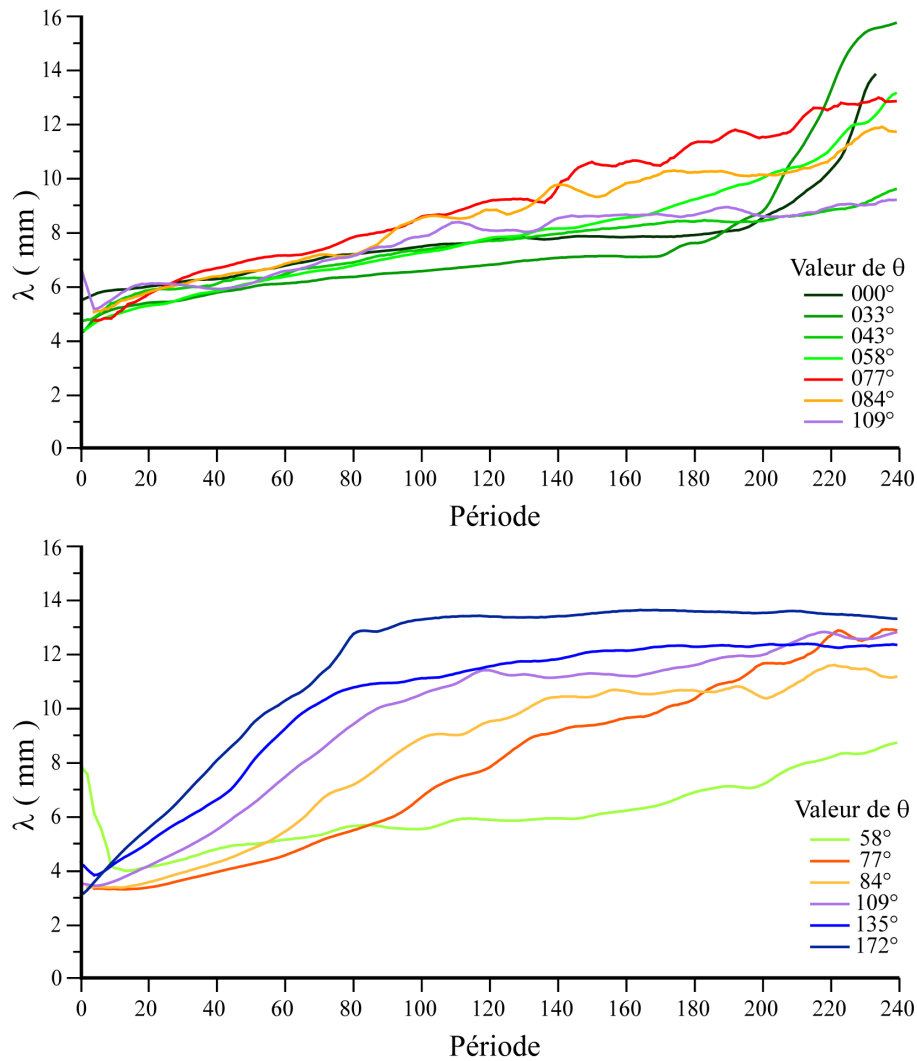


FIG. 4.18: **Évolution de la longueur d'onde** au cours du temps. À gauche, étude des structures transverses et à droite de celles longitudinales. Bien que difficilement déterminable, nous pouvons observer que la longueur d'onde instable est de l'ordre de 4 à 6 mm.

Développement de l'instabilité initiale

À partir des résultats de la figure 4.18, il est possible de s'intéresser au développement de la longueur d'onde au début des expériences et donc au mûrissement du champ de dunes. Pour cela, nous regardons en particulier la gamme de périodes précédant le moment où le fond (dur) devient visible et donc avant que l'évolution ne soit limitée par la quantité de sable disponible sur le plateau. Nous nous plaçons également après que les structures aient eu le temps de bien s'établir. Nous ne considérons donc pas les toutes premières périodes des expériences. Enfin, afin de comparer des périodes équivalentes pour l'ensemble des expériences, nous avons choisi de faire cette étude entre la période 10 et la période 70. Pour chacune des fonctions $\lambda(t)$ représentées sur la figure 4.18, nous avons déterminé la valeur de $d\lambda/dt$ (variation de λ sur une période) pour cet intervalle par ajustement linéaire. Les valeurs obtenues sont reportées, en fonction de l'angle θ , sur le graphique de la figure 4.19. Sur ce graphique, qui rappelle celui des amplitudes des

structures mesurées pour la période 60 (FIG. 4.14) car la longueur d'onde varie comme la hauteur, nous voyons une fois de plus que la dynamique de mûrissement est notablement différente suivant le type de structures ainsi que la valeur de l'angle θ . Tout d'abord, nous pouvons remarquer que l'évolution est globalement plus rapide pour les structures longitudinales que pour les structures transverses. De plus, le mûrissement des structures longitudinales est d'autant plus rapide que l'angle séparant les deux directions de vent est important. En ce qui concerne les structures transverses, la valeur de $d\lambda/dt$ ne dépend pas clairement de θ . Nous notons cependant une légère hausse autour de la zone de transition entre les deux types de champs de dunes.

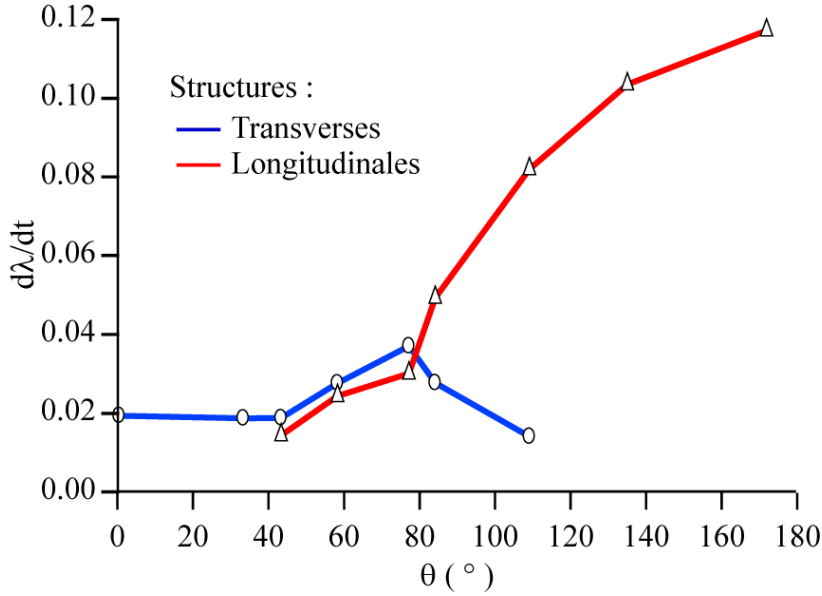


FIG. 4.19: **Variation de la longueur d'onde en fonction de l'angle θ .** Le mûrissement de la longueur d'onde des structures longitudinales (en rouge) apparaît nettement plus rapide que celle des structures transverses (en bleu).

Interprétation et modèle de la différence de mûrissement

La différence de mûrissement illustrée dans la figure précédente (FIG. 4.19) peut se comprendre, tout comme la sélection d'orientation, à l'aide d'un modèle simple. Ce nouveau modèle constitue l'étape suivante de celui décrit dans la section 4.2.4 pour expliquer les deux seules orientations de dunes observées dans le cas d'un régime bimodal de vents.

Contrairement au modèle précédent, nous considérons ici chacun des vents séparément et nous fixons l'orientation des structures qui sont soit transverses soit longitudinales, qui ont une orientation α de 0° et 90° respectivement. Nous considérons alors que le mûrissement des structures, ici représenté par la quantité $d\lambda/dt$, dépend linéairement du flux de sable perpendiculaire à la crête. Comme pour le modèle précédent, ce flux perpendiculaire dépend linéairement du vent et peut s'écrire simplement $f_\perp^T \propto \cos(\frac{\theta}{2})$ pour une crête transverse et $f_\perp^L \propto \sin(\frac{\theta}{2})$ pour une crête longitudinale. Nous obtenons alors le diagramme présenté en figure 4.20. Cette figure montre la variation attendue du flux perpendiculaire, et donc du mûrissement, en fonction de l'angle entre les deux vents. Cela correspond à regarder l'intersection des courbes de la figure 4.9 avec l'axe $\alpha = 0^\circ$ pour les structures transverses et $\alpha = 90^\circ$ pour celles longitudinales.

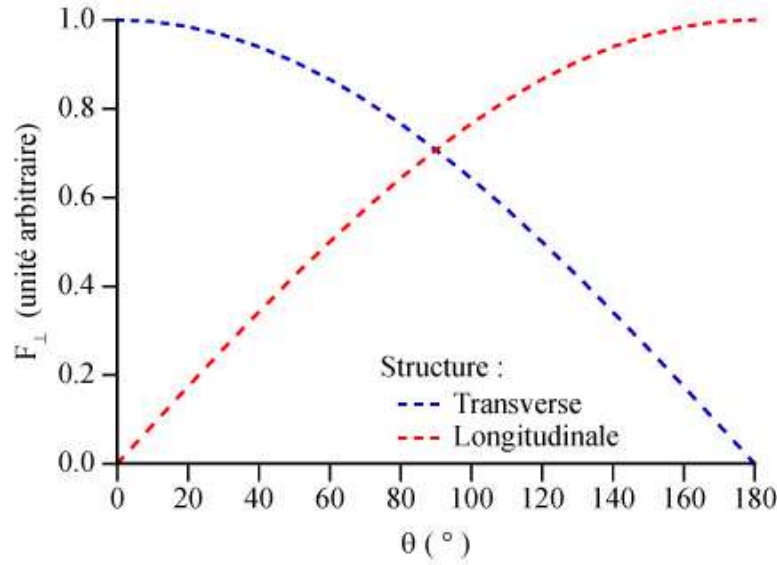


FIG. 4.20: **Modèle linéaire de mûrissement.** Sur ce graphique nous reprenons le modèle de la figure 4.9. Nous regardons à présent la variation du flux perpendiculaire, assimilé au taux de mûrissement $d\lambda/dt$, pour des structures transverses (en bleu) et longitudinales (en rouge). Nous pouvons voir que ce modèle, trop simple, ne permet pas de rendre compte des résultats expérimentaux.

Nous pouvons voir que l'allure de ce diagramme n'est pas similaire à la figure 4.19. Ce modèle ne permet pas de reproduire la différence de mûrissement observée expérimentalement entre transverses et longitudinales. Cependant, il est possible d'améliorer ce modèle en prenant en compte l'influence de la pente apparente (pente de la structure vue dans le sens du vent) sur le flux de sable. Comme nous l'avons vu au cours de la construction de notre modèle numérique (chapitre 2), l'érosion, et donc le flux de sable, dépend de la pente locale. Or, cette pente apparente varie en fonction du type de structures ainsi que de l'angle des vents par rapport à celles-ci. Dans le cas des dunes longitudinales, la crête se retourne à chaque demi-période donc la forme est le plus souvent mal adaptée au vent. Le vent après chaque changement de direction frappe la dune du côté de la face d'avalanche dont la pente correspond à l'angle de repos du sable, d'une valeur mesurée de l'ordre de 23° dans le cas de nos expériences réalisées sous l'eau. Par conséquent, l'érosion et le flux de sable sont maximum. En revanche, pour les structures transverses, la forme est plus adaptée au vent. Le vent frappe le relief au niveau du dos de la dune dont la pente d'à peine 5° dans notre cas est nettement plus faible que celle de la face d'avalanche. Comme la pente vue par le vent est plus faible, le flux est lui aussi plus faible. À partir de ces considérations, nous pouvons écrire le flux de sable perpendiculaire à une structure, et donc son mûrissement, en fonction de l'angle du vent par rapport aux dunes, sous la forme :

$$f_{\perp}^T \propto \cos\left(\frac{\theta}{2}\right) \times \cos\left(\frac{\theta}{2}\right) \tan(\mu_d), \quad (4.3)$$

où f_{\perp}^T est le flux perpendiculaire associé à une direction de vent pour une structure transverse, et où μ_d correspond à la pente du dos de la dune soit $\simeq 5^\circ$.

$$f_{\perp}^L \propto \sin\left(\frac{\theta}{2}\right) \times \sin\left(\frac{\theta}{2}\right) \tan(\mu_a), \quad (4.4)$$

où f_{\perp}^L est le flux perpendiculaire associé à une direction de vent pour une structure longitudinale, et où μ_a correspond à la pente de la face d'avalanche soit $\simeq 23^\circ$.

Nous pouvons alors représenter le diagramme équivalent à celui de la figure 4.20 mais prenant en compte la pente apparente des structures (FIG. 4.21). Nous remarquons que l'ajout de l'information sur la pente vue par le vent permet de rendre compte de la différence de comportement entre les dunes transverses et les dunes longitudinales. L'ordre de grandeur trouvé expérimentalement est bien reproduit par ce modèle en utilisant les valeurs mesurées à partir des profils 3D pour les pentes de la face d'avalanche et du dos des dunes. Les dunes longitudinales, subissant un flux plus important que les dunes transverses, mûrissent plus rapidement.

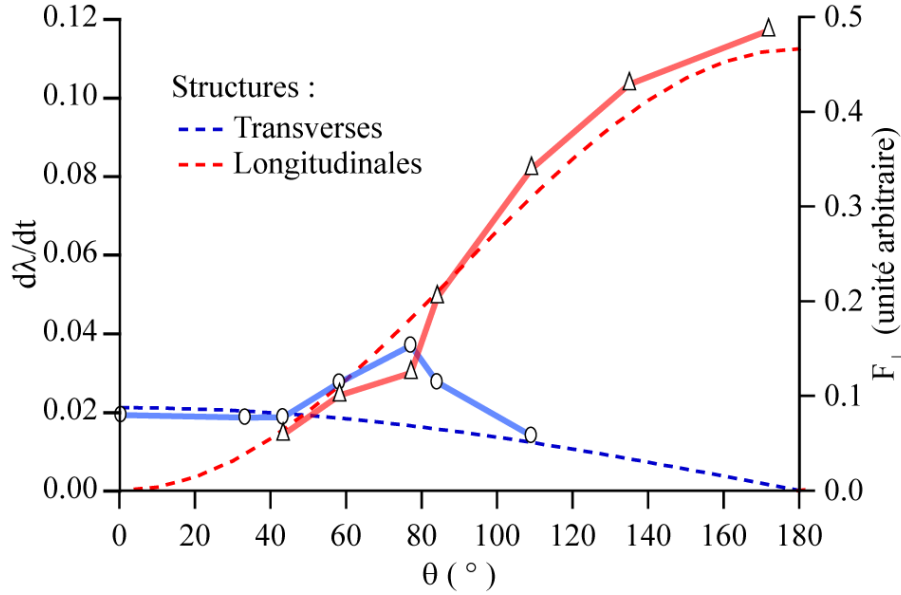


FIG. 4.21: **Influence de la pente apparente sur le mûrissement.** Sur ce graphique nous comparons les résultats expérimentaux ($d\lambda/dt$ en traits pleins) avec le modèle de la figure 4.20 en y ajoutant la prise en compte de l'influence de la pente apparente des structures (F_{\perp} en pointillés).

Il est également intéressant de rappeler que dans le cas de champs de dunes longitudinales, le flux de sable sert principalement à faire évoluer les structures qui apparaissent donc comme des attracteurs de sable alors que dans le cas de champs de dunes transverses, le flux sert aussi à advecter les structures qui mûrissent tout en migrant 4.16. Cette effet se couple probablement à celui de la pente apparente et favorise lui aussi le développement des dunes longitudinales au détriment des transverses.

La légère augmentation de la valeur de $d\lambda/dt$ pour les structures transverses n'est ici pas reproduite. Cependant un argument similaire à celui que nous avons utilisé pour ce modèle permet d'expliquer cette remontée. Autour de l'angle de transition, des structures longitudinales sont présentes au sein du lit de sable. Par conséquent, les structures transverses sont perturbées et

moins bien adaptées au vent de par la présence du second motif. L'érosion est alors de nouveau plus efficace ce qui entraîne un flux de sable plus important et donc un mûrissement plus rapide.

Cas du modèle numérique Cette différence de mûrissement des champs de dunes transverses et longitudinales n'a pas été retrouvée dans le cas de nos simulations numériques. Plusieurs hypothèses peuvent venir expliquer cette différence qui est soit reliée à nos choix de paramètres soit inhérente au modèle que nous utilisons. Une première possibilité est un problème de choix du paramètre B (section 2.3 et eqn. 2.9) qui détermine l'importance de la pente dans le flux de sable. Une valeur supérieure de ce paramètre augmenterait l'effet de la pente sur la variation d'érosion. Néanmoins, l'étude paramétrique réalisée sur les barchanes [Hersen, 2004a], nous donne confiance dans le choix de la valeur de B qui permet bien de rendre compte de la morphologie des dunes barchanes. Une autre possibilité consiste à un problème de choix de périodes du régime de vent qui comme nous le verrons peut influencer la dynamique de mûrissement et donc modérer les propos présentés ci-dessus. Il a également été envisagé qu'un problème de pas de grille ou de pas de temps soit responsable de cette différence de résultat. Des tests ont été menés pour vérifier ces possibilités mais aucun n'a donné de résultats réellement satisfaisants pour le moment.

Il serait également intéressant de regarder l'influence du choix de construction pour l'enveloppe de la bulle de recirculation sur ce mûrissement. En effet, la zone de recollement est une région dans laquelle l'érosion est importante et le choix d'un profil différent de l'enveloppe pourrait avoir un rôle sur le mûrissement. De plus, comme nous l'avons présenté lors de la construction de notre modèle (section 2.3), celui-ci est dérivé d'une approximation hydrodynamique dont le domaine d'application se limite à des bosses de faible rapport d'aspect. Cette approximation n'est en théorie pas applicable au cas des dunes mais son utilisation a montré que cette approche était valable dans le cas de vents monodirectionnels. Il est possible que son utilisation dans le cas de régimes bimodaux de vents soit plus délicate. En particulier, lors d'un changement de direction, le vent peut faire face à l'ancienne face d'avalanche dont la pente est relativement importante. Ces conditions de relief pourraient pousser l'approximation trop loin de son domaine de validité. Il faut néanmoins rappeler que cette approche permet de retrouver des résultats qualitativement comparables aux expériences en laboratoire. Des tests plus poussés apparaissent nécessaires pour savoir si cette différence de mûrissement numérique n'est que lié à nos choix de paramètres ou si une évolution du modèle est nécessaire dans le cas de régimes de vents plus complexes.

4.3.3 Vieillessement et stabilité

Nous avons vu que la dynamique d'évolution est modifiée à long terme et ce en particulier lorsque l'interdune se vide de sable. Les dunes longitudinales ont alors une longueur d'onde qui évolue plus lentement en raison de l'absence de sable disponible pour faire grossir les structures. Les dunes transverses voient quant à elles une brusque augmentation de leur longueur d'onde et de leur taille qui est associée à une séparation des structures par des interdunes vides de sable. Qu'en est-il de la stabilité de ces deux types de structures une fois le sol dur atteint et la quantité de sable présente dans l'interdune et qui peut être mobilisée pour nourrir les dunes est réduite ? Afin d'étudier la stabilité de ces structures au sein d'un champ de dunes, nous avons réalisé deux expériences supplémentaires, l'une pour un champ de dunes dans le domaine transverse et l'autre dans le domaine longitudinal. Nous avons laissé celles-ci tourner pour 540 périodes du

régime de vents, soit 300 de plus que les expériences dont nous avons discuté jusqu'à présent. À la fin de ces expériences, nous avons reconstruit les profils 3D des champs de dunes obtenus. Les simulations numériques nous ont également permis de mener cette étude de stabilité en parallèle des expériences en laboratoire dont la durée (environ 2 semaines) s'est trouvée être un facteur limitant. Comme nous le représentons sur la figure 4.22, une quantification de la stabilité à long terme peut être faite à l'aide de l'indicateur Γ introduit précédemment (FIG. 4.7).

Nous pouvons voir que la stabilité des ces deux types de structures est très différente. Les dunes longitudinales continuent d'évoluer en s'étirant et en s'espçant lentement. Ceci se traduit par une valeur de l'indicateur Γ qui reste égale à +1 dans le domaine des dunes longitudinales qui apparaissent donc comme des structures stables. En revanche, les dunes transverses apparaissent comme des structures instables. Une fois les interdunes vidés, elles se déstabilisent pour former des champs de barchanes dont les alignements transverses véhiculent de l'énergie dans le plan de Fourier au travers de vecteurs d'onde transverses (qui décrivent une organisation longitudinale). La valeur de l'indicateur Γ évolue alors progressivement de -1 vers 0 .

Nous reviendrons plus en détail sur la stabilité des dunes linéaires, transverses et longitudinales, lors de notre étude des barres et tas de sable, dans le chapitre 5. Cette étude sur la stabilité se retrouve également dans un article soumis et accepté à la revue *Geology* que nous avons joint à ce manuscrit en annexe E.1.4.

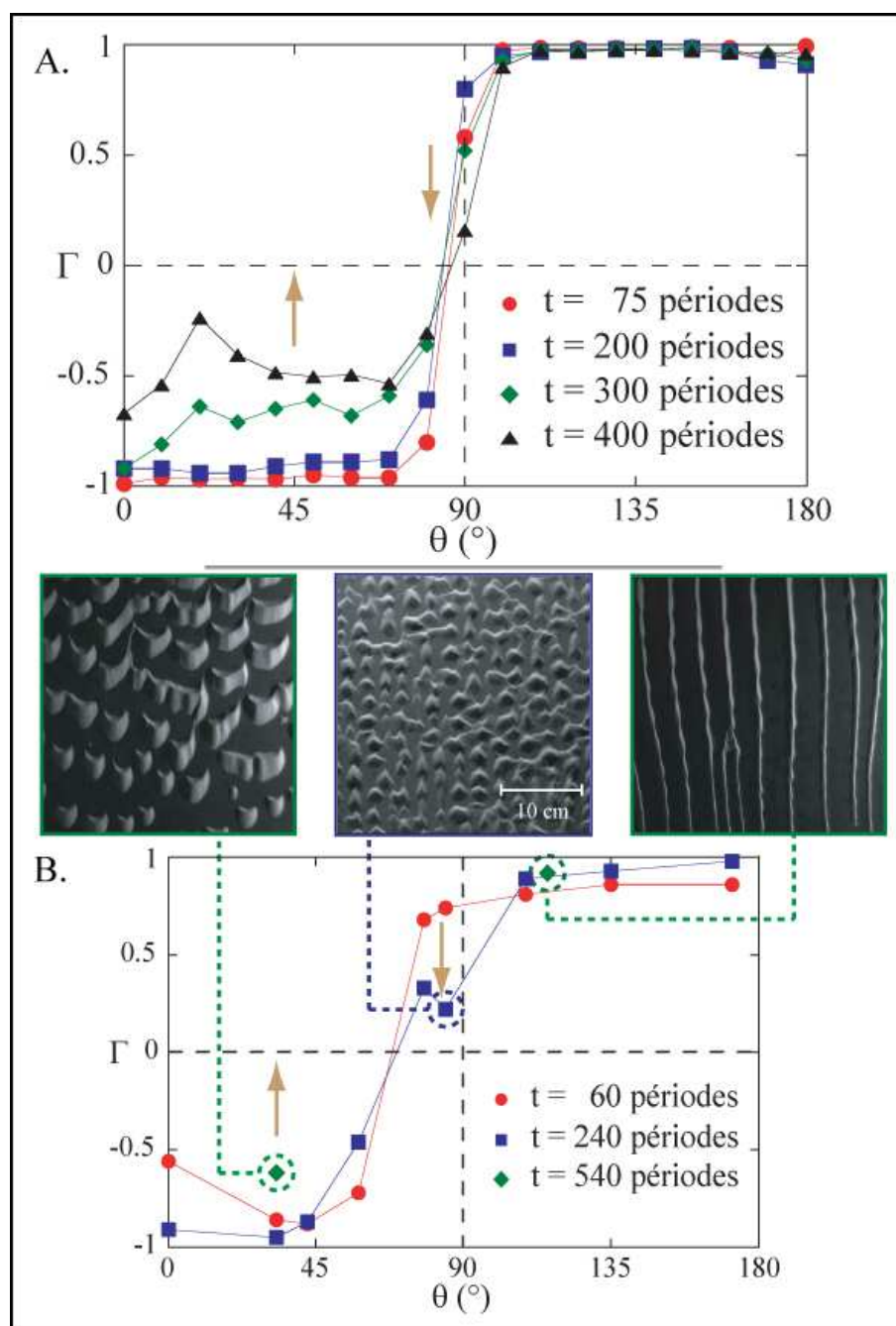


FIG. 4.22: **Stabilité à long terme.** Évolution de l'indicateur Γ pour différents temps pour les simulations numériques (A.) et pour les expériences en laboratoire (B.). Les résultats expérimentaux sont accompagnés des photos caractérisant l'état des champs de dunes à long terme. Ces diagrammes et photos illustrent d'une part la déstabilisation des dunes transverses en champ de barchanes et d'autre part la stabilité des champs de dunes longitudinales. La tendance d'évolution de l'indicateur Γ est indiquée par les flèches brunes.

4.4 Influence de la période

L'influence de la période du régime de vents est un point assez important qui mérite une étude à part entière que n'avons malheureusement pas pu mener en détail. Cependant, nous avons réalisé quelques tests afin de choisir une valeur pour notre étude. Ces tests nous permettent déjà de dégager quelques caractéristiques de son influence sur l'évolution des champs de dunes. Nous avons réalisé une expérience dans le domaine longitudinal de séparation angulaire des deux vents ($\theta = 110^\circ$) pour laquelle la période du régime de vent n'était que de 2 aller-retours du plateau ainsi qu'une autre pour laquelle elle était de 20 aller-retours. Le lit de sable subit donc respectivement 2 fois moins et 5 fois plus de *coups de vent* (i.e. mouvements élémentaires de chariot), par rapport aux expériences discutées précédemment, avant que la direction du vent ne soit modifiée. La figure 4.24 montre les séquences de photos de ces expériences en laboratoire. Nous pouvons dans un premier temps remarquer que l'évolution globale reste similaire pour ces différents nombres d'aller-retours par période du régime de vent. La morphologie des dunes longitudinales est conservée. Néanmoins, les structures apparaissent moins régulières quand la période augmente. Le temps d'action de chacun des vents est plus long et les dunes ont donc plus le temps de s'adapter à chacun des vents. Les barres longitudinales ont le temps de migrer transversalement entre chaque retournement de leur crête. Une observation plus détaillée de la dynamique montre que l'évolution de la longueur d'onde n'est pas la même pour ces trois expériences. Plus la période est grande et plus l'évolution apparaît lente. Ceci s'observe principalement en comparant l'évolution de l'expérience pour laquelle la période est de 20 *aller-retours* aux deux autres. D'une manière similaire à celle présentée précédemment (section 4.3.2) et utilisée pour construire le diagramme de la figure 4.19, nous pouvons effectuer une détermination de la valeur $d\lambda/dt$, évolution de la longueur d'onde par période, au cours des premiers instants de l'expérience. Les valeurs obtenues sont représentées sur la figure 4.23, cette fois-ci en fonction de la durée de la période exprimée en nombre d'aller-retours.

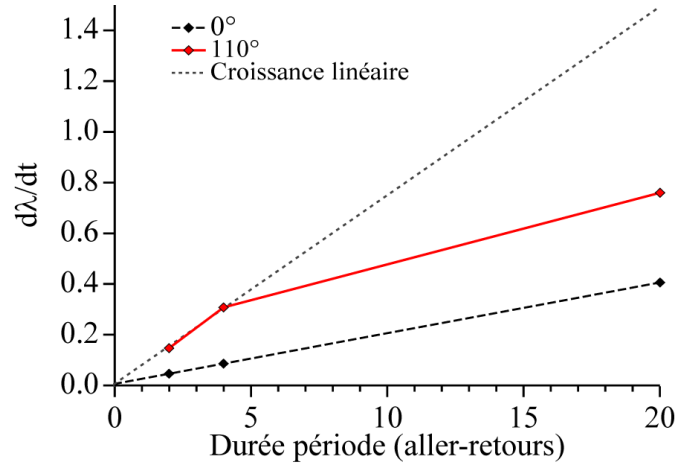


FIG. 4.23: **Influence de la période** sur le mûrissement initial. La courbe rouge correspond aux valeurs déterminées à partir des expériences. Lorsque le nombre d'aller-retours du chariot avant de changer de direction de vent augmente, nous observons une baisse d'efficacité du vent à faire évoluer les dunes longitudinales. La droite en pointillés noirs représente l'allure qu'aurait une progression linéaire et donc une efficacité équivalente de chaque *coups* de vent.

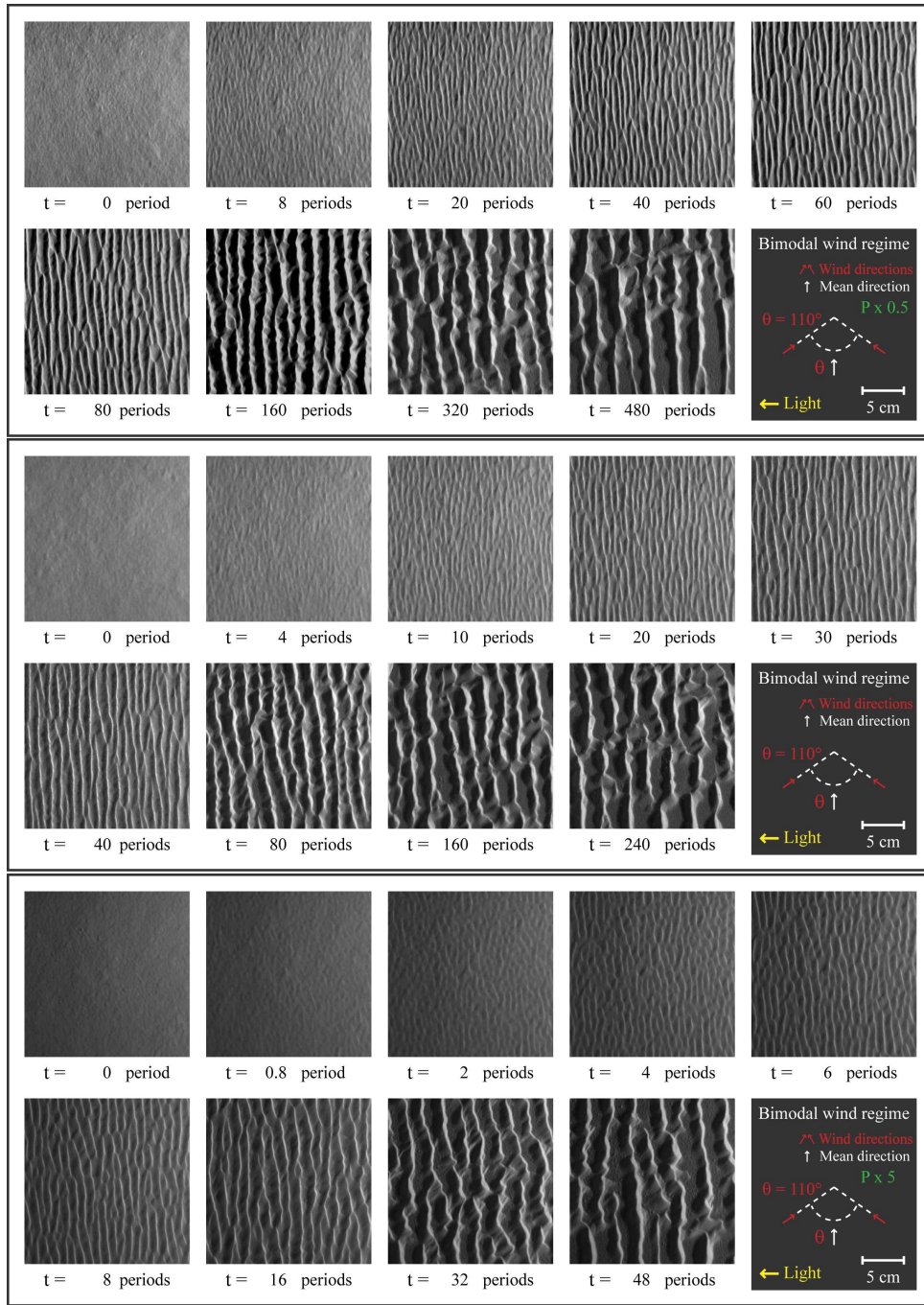


FIG. 4.24: **Influence de la période sur l'évolution.** En haut, l'évolution d'un champ de dunes pour une période de 2 aller-retours de chariot. Au milieu, une période de 4 aller-retours qui correspond à la valeur adoptée pour notre étude. En bas, l'évolution pour une période 5 fois plus grande soit 20 aller-retours de chariot. Pour chaque expériences, les images sont prises pour un nombre identique de *coups de vents*. Nous pouvons voir que dans cette gamme, la période n'influence que peu l'évolution globale.

Ce graphique permet de mettre en évidence un ralentissement de la croissance de la longueur d'onde pour l'expérience à période longue. Alors qu'un rapport 2 est trouvé entre les valeurs de

$d\lambda/dt$ pour les expériences utilisant une période de 2 et 4 mouvements élémentaires de chariot, ce rapport n'est que de 2,5 entre les expériences de périodes 4 et 20 aller-retours contre une valeur de 5 si la croissance était linéaire. Il se produit donc une perte d'efficacité du vent lors du passage d'une période de 4 à 20 mouvements. Ce comportement corrobore l'hypothèse d'influence de la pente de l'obstacle vue par le vent proposée pour expliquer la différence d'évolution entre dunes transverses et dunes longitudinales (section 4.3.2 et FIG. 4.21). En effet, lorsque la période est plus longue, une structure a plus le temps de s'adapter au vent instantané. Le flux de sable qui correspond au coup de vent une fois la dune relativement adaptée à la direction du vent est alors plus faible que celui qui a lieu juste après le retournement de la crête. Une fois cette crête retournée, les coups de vent deviennent donc de moins en moins efficaces pour faire évoluer la dune. Ce phénomène se retrouve sur la variation de la longueur d'onde qui devient alors plus lente que ce qui est attendu pour un cas où chaque coup de vent serait équivalent. Cette diminution d'efficacité affecte nettement plus les structures longitudinales que les structures transverses qui sont dès le départ plus adaptées aux deux vents. Par conséquent, le diagramme de la figure 4.19 réalisé pour une période plus longue verrait une uniformisation des valeurs du taux $d\lambda/dt$ déterminées pour les structures longitudinales avec celles obtenues pour les structures transverses. De plus, la valeur de l'angle θ pour laquelle a lieu la transition de l'orientation dominante est elle aussi susceptible d'être modifiée en fonction de la durée de la période.

Il serait particulièrement intéressant de compléter le graphique de la figure 4.23 par des expériences utilisant d'autres durées de période afin de quantifier la baisse d'efficacité des mouvements successifs de chariot et de la comparer à l'évolution de la pente apparente des dunes et donc à l'adaptation des structures au vent instantané. De plus, le temps caractéristique d'adaptation des structures étant d'autant plus long que les structures sont hautes et larges, il serait donc intéressant de quantifier cette dépendance en fonction de leur taille.

4.5 Des dunes paraboliques en laboratoire

Sur le terrain, la formation de dunes paraboliques est liée à la présence de végétation. Cette végétation n'est pas présente dans nos expériences en laboratoire mais pourrait être *ajoutée* en introduisant des obstacles à l'effet analogue. Nous avons également trouvé une autre manière (moins contrôlée) de reproduire ce type de dunes à l'occasion d'une de nos expériences tests. Nous avons lancé une expérience avec un vent mono-directionnel dans le but d'avoir une idée de l'évolution à long terme. Cette expérience, prévue pour durer longtemps a donc été laissée de côté, voire oubliée. Nous présentons sur la figure 4.25 deux images du champ de dunes obtenu.

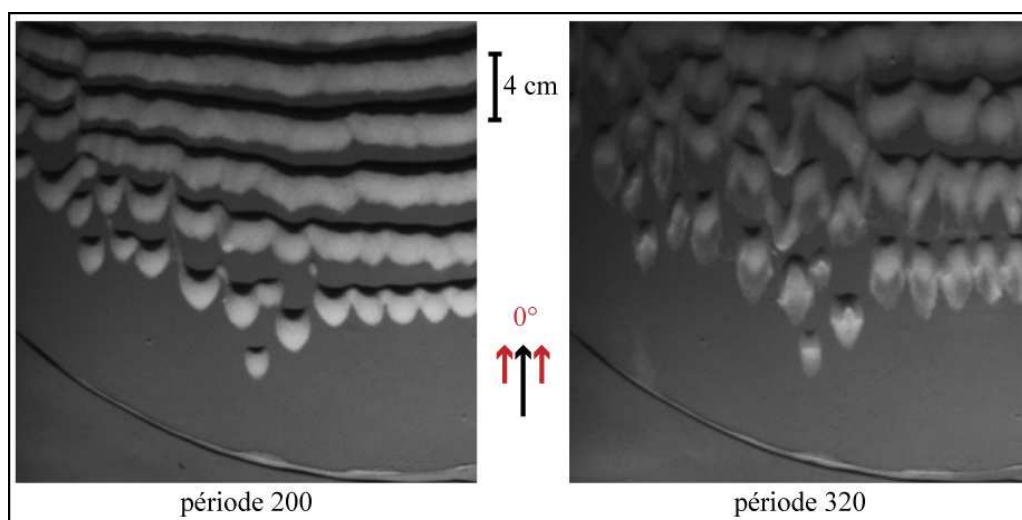


FIG. 4.25: **Dunes paraboliques** obtenues en laboratoire (à droite). Le développement de micro-organismes dans l'eau a abouti à la formation de dunes paraboliques. Ces micro-organismes ont eu un rôle équivalent à celui de la végétation sur Terre. À gauche, une image peu de temps avant le début de la fixation. Les dunes ont une structure classique de barchane.

Au cours de cette expérience, nous avons oublié d'ajouter de la javel à l'eau de l'aquarium. Des micro-organismes se sont alors développés dans l'aquarium. Ces derniers ont modifié la mobilité du sable. Il est intéressant de voir qu'ils ont agi de manière similaire à la végétation sur Terre. Les parties plus basses se sont retrouvées immobilisées pendant que les parties plus hautes, sentant moins l'effet de fixation, ont continué à avancer. Les dunes ont alors progressivement évolué vers des dunes paraboliques. Le simple ajout de javel dans l'eau, en tuant les micro-organismes, a supprimé la fixation des dunes. Ces dernières se sont alors retournées sous l'action du vent pour reprendre la forme barchanique. Un film de cette évolution est disponible en figure C.5 pour les version électronique de ce manuscrit.

Alors que des études numériques ont déjà été menées sur l'influence de la végétation sur les dunes [Duran et al., 2005; Duran and Herrmann, 2006; de M. Luna et al., 2009], cet *accident de parcours* est probablement la première fois que des analogues de dunes paraboliques sont formées expérimentalement et à échelle réduite.

Chapitre 5

Dunes isolées : barres et tas de sable

Bien que les dunes soient souvent regroupées en champs de dunes, il reste important de comprendre le comportement des dunes isolées. Au sein d'un champ de dunes, les structures interagissent. Il peut être difficile d'isoler les différents processus impliqués dans la formation et l'évolution des structures. Il apparaît donc intéressant de regarder ces maillons élémentaires isolés de leur contexte pour mieux percevoir ce qui, dans leur évolution, leur est propre et ce qui provient de leurs interactions avec le reste du champ de dunes. De plus, nos connaissances de ces dunes isolées pourront être appliquées à leurs analogues sur le terrain pour obtenir des contraintes locales sur le régime de vents qui ont créées ces dernières.

Dans ce chapitre nous présenterons une étude sur l'évolution d'une barre de sable isolée soumise à un régime bimodal de vent. Nous verrons les solutions à long terme associées à ces différentes conditions initiales et régimes de vents, ainsi que la différence majeure de stabilité entre structures linéaires transverses et structures linéaires longitudinales. Nous reviendrons également aux champs de dunes et à leur stabilité à un changement de régime de vent. Ensuite, nous étudierons l'influence d'un régime bimodal de vents sur des tas de sable isolés. Nous verrons quelle est la morphologie équivalente à la barchane en fonction de l'angle θ . Nous discuterons de la genèse de ces formes et reviendrons sur les implications et relations de cette étude avec celles des champs de dunes et des barres de sable.

Sommaire

5.1	Présentation de l'étude	116
5.1.1	Expériences en laboratoire	116
5.1.2	Simulations numériques	117
5.2	Stabilité des barres de sable	119
5.2.1	Barres longitudinales	119
5.2.2	Barres Transverses	126
5.2.3	Champs de dunes et changement du régime de vents	131
5.3	Du tas de sable aux barchanoïdes	133
5.3.1	Morphologie : Variété de formes	133
5.3.2	Formation et évolution	135
5.4	Retour sur la stabilité et les champs de dunes	141

5.1 Présentation de l'étude

Nous avons vu au cours de notre étude sur les champs de dunes que la dynamique des structures était modifiée une fois les interdunes vidés de leur sable et le fond dur du plateau atteint. L'évolution des longueurs d'onde est ralentie voir stoppée en raison du manque de sable mobilisable pour continuer à faire grandir les structures. C'est également à partir de ce stade qu'il est possible d'observer la différence de stabilité entre champs de dunes transverses et champs de dunes longitudinales. L'étude de structures linéaires isolées nous permettra d'étudier cette différence de stabilité et de revenir sur l'influence des échanges de sable pour expliquer celle-ci. Nous réalisons donc des expériences en laboratoire et des simulations numériques pour lesquelles les conditions initiales consistent en une barre de sable transverse ou longitudinale. Ces barres de sable sont soumises à des régimes de vents qui correspondent à leur domaine de formation respectif, déterminé au cours de notre étude des champs de dunes. Nous regarderons également l'évolution de ces barres pour des régimes de vent ne correspondant pas à leur domaine de formation afin de nous intéresser à la persistance de ces structures une fois formées et après un changement du régime de vents.

Nous nous posons ensuite la question : Quelle est la structure équivalente à la barchane pour un régime bimodal de vent ? Comme nous l'avons rappelé précédemment, lorsqu'un vent monodirectionnel est appliqué à un tas de sable isolé, et de taille suffisante, une barchane est formée. Il est alors intéressant de savoir comment le même tas de sable évolue lorsque le régime de vents devient bimodal. En particulier, quelles sont les morphologies qui remplacent cette dune *prototype* pour différents angles entre les deux directions de vent. Pour cela, nous étudions expérimentalement et numériquement le devenir d'un tas de sable isolé soumis à des vents bimodaux. Nous cherchons ici les formes élémentaires, pour chaque valeur de l'angle θ entre les deux directions de vent, en absence d'apport de sable et sans interaction avec d'autres structures.

Cette étude est particulièrement intéressante dans le contexte des dunes observées à la surface de Mars (FIG. 1.14). Les formes qui y sont observées, souvent qualifiées de *barchanoïdes*, présentent une grande diversité de morphologie. Celle-ci a même, dans une certaine mesure, aidé à redécouvrir la diversité des dunes terrestres. Nous pouvons alors nous demander si un régime bimodal de vents peut permettre de reproduire cette variété de morphologies ou s'il est nécessaire de faire appel à d'autres causes telles que les interactions entre les grains, les flux de sable ou encore la topographie. Cette étape serait une clé supplémentaire pour interpréter les observations et ainsi mieux comprendre les régimes de vents qui soufflent sur ces *barchanoïdes*.

5.1.1 Expériences en laboratoire

Barre de sable Les barres de sable utilisées comme conditions initiales pour cette étude sont préparées à l'aide d'un tasseau métallique avec un profil de coin. Du sable est disposé sur une ligne directement sur le plateau. Le tasseau métallique est ensuite appliqué sur le sable de manière à former une barre régulière et calibrée. Le surplus de sable est ensuite retiré délicatement à l'aide d'un pinceau jusqu'à ce qu'il ne reste que le sable remplissant le creux du tasseau sur le disque. La barre de sable ainsi formée a une hauteur de 3,5 mm et une longueur de 50 cm. Le tasseau métallique est ensuite soulevé délicatement de façon à ne pas perturber le profil de la barre de sable en y ajoutant des défauts ou encore à ne pas en modifier l'orientation. L'angle de 45° imposé par le tasseau étant supérieur à l'angle de repos, la barre s'aplatit légèrement par avalanche. Cette méthode permet de démarrer chaque expérience à partir de conditions

identiques. Nous pouvons donc nous intéresser à l'influence des deux seuls paramètres qui sont modifiés : l'orientation de la barre, transverse ou longitudinale, et l'angle du régime bimodal de vent, θ . Nous avons choisi pour ces expériences une période égale à celle utilisée pour notre étude des champs de dunes pour pouvoir comparer l'ensemble de nos expériences entre elles. Une période du régime de vents correspond alors à 2 aller-retours du plateau dans chacune des directions du vent, soit 4 mouvements élémentaires de chariot.

Afin de nous assurer de la bonne orientation de la barre de sable, pour un régime de vent donné, nous effectuons quelques cycles de préparation à vide reprenant l'ensemble des mouvements du plateau qui constituent une période du régime de vent. Nous nous assurons ainsi que le régime de vent est bien établi (que les variations de tension des courroies sont stabilisées). Puis, nous effectuons un cycle partiel jusqu'à l'étape de la prise de la photo pour laquelle le disque est ramené à une orientation correspondant à un alignement avec le vent moyen. Cette position nous sert de référence pour préparer notre barre soit longitudinale, dans le sens du vent moyen, soit transverse, perpendiculaire à celui-ci. Une fois la barre préparée, la fin du cycle de mouvements en cours est complétée à vitesse lente. Puis, l'expérience est lancée pour 480 périodes du régime de vents, ce qui représente une dizaine de jours au total.

Tas de sable Pour chaque expérience, du sable est disposé en un tas conique. L'angle du régime bimodal de vent ainsi que la quantité de sable ont été changés afin d'étudier les différentes formes obtenues et leur dynamique. Ces expériences ne requièrent pas une surface utile aussi importante que pour les champs de dunes et les barres de sable. Par conséquent, elles ont principalement été réalisées à l'aide du dispositif expérimental de petite taille ce qui nous a permis de les mener en parallèle des expériences utilisant le grand montage. Néanmoins, nous nous assurons que la migration de la dune puisse être suivie le plus longtemps possible. Pour cela, tout comme pour les barres de sables, le tas de sable est préparé à partir de l'orientation de référence du disque de telle sorte que son déplacement se fera le long d'un des diamètres du disque. L'expérience est alors lancée avec une période du régime de vents de 4 mouvements élémentaires de chariot, pour pouvoir être comparée avec nos autres jeux d'expériences, et ce jusqu'à ce que la dune formée atteigne l'autre extrémité du disque.

5.1.2 Simulations numériques

Barres de sable Numériquement, nous initialisons le lit de sable avec une barre transverse ou longitudinale de rapport d'aspect, hauteur/largeur, comparable à celui utilisé pour nos expériences en laboratoire. Tout comme pour les expériences, nous avons choisi une période égale à celle utilisée pour l'étude des champs de dunes. De même, nous utilisons une valeur de pas de grille de $1,5l_s$ pour pouvoir simuler des structures de taille équivalente à ce que nous observons sur le terrain et pour leurs analogues de laboratoire.

Tas de sable Pour cette étude, nous avons réalisé plusieurs séries de simulations numériques partant d'un tas de sable isolé de sable comme condition initiale. Tout comme pour les expériences en laboratoire, la surface utile nécessaire pour mener cette étude étant plus faible que pour les champs de dunes et les barres de sable, nous utilisons ici un pas spatial de grille de $0,1$ ou $0,2l_s$. Ce pas d'espace plus faible nécessite également la réduction du pas de temps d'intégration utilisé de manière à nous assurer de la stabilité des calculs d'évolution. Nous utilisons donc un pas de temps de $0,001 Q_{sat}/l_s^2$. L'utilisation de ces paramètres nous permet alors de décrire plus finement l'évolution des structures.

Nous avons été amenés à faire varier différents paramètres tels que la taille du tas initial et la période du régime de vents afin de rendre compte des résultats expérimentaux. Nous avons ainsi pu observer des morphologies qualitativement équivalentes à celles obtenues expérimentalement pour différentes valeurs de l'angle θ .

Ces simulations numériques présentent l'avantage par rapport aux expériences en laboratoire de nous donner un accès au flux de sable en chaque point de la grille de calcul. Nous verrons que ce flux de sable permet de mieux comprendre l'évolution progressive des barres de sable, associée à leur stabilité et instabilité respective, ainsi que l'apparition des différentes morphologies pour les barchanoïdes.

5.2 Stabilité des barres de sable

5.2.1 Barres longitudinales

Domaine des *transverses* : $\theta \ll 90^\circ$

Pour un vent monodirectionnel ainsi que pour des angles entre les deux directions de vents assez faibles, une barre de sable longitudinale est instable. Des crêtes perpendiculaires à la barre, et donc au vent moyen, apparaissent le long de celle-ci. Ces crêtes se développent et la barre finit par se découper en barchanes ou en barchanoïdes morphologiquement identiques à leurs analogues obtenues à partir d'un tas isolé pour le même régime de vent comme nous le verrons dans la seconde partie de ce chapitre. Un aperçu de l'évolution temporelle de cette déstabilisation pour $\theta = 25^\circ$ est donné par la figure 5.1. La même déstabilisation peut être simulée numériquement à l'aide de notre modèle comme le montre l'état final d'une simulation réalisée pour $\theta = 30^\circ$ présenté sur la figure 5.2).

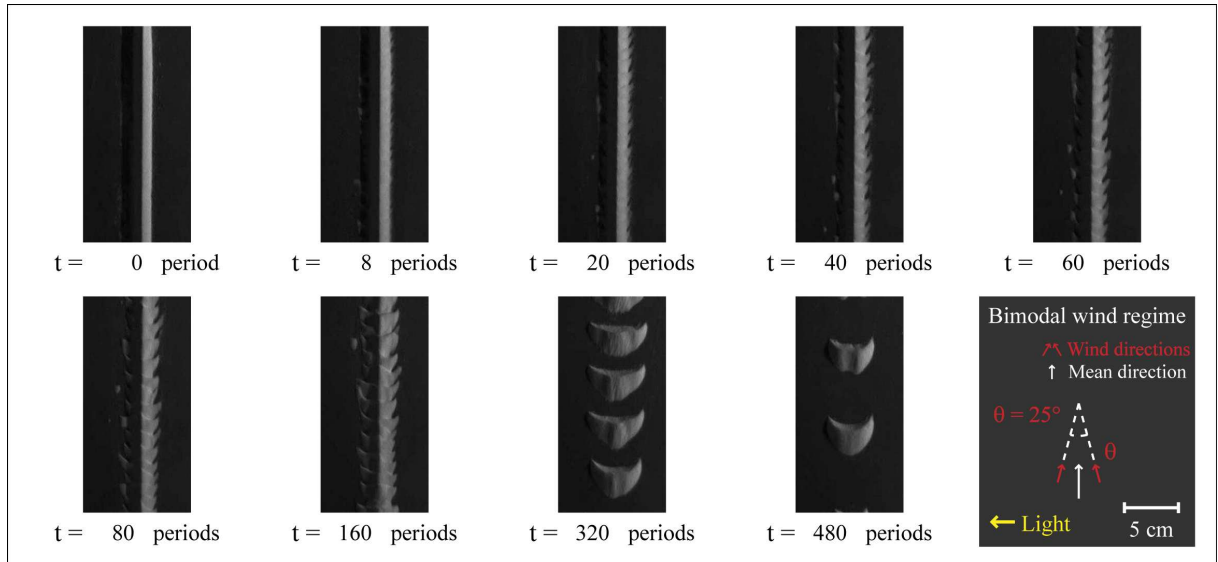


FIG. 5.1: **Évolution : Barre longitudinale, $\theta = 25^\circ$.** L'instabilité longitudinale apparaît rapidement le long de la barre qui se déstabilise pour donner naissance à un alignement de barchanes. Voir également le film en figure C.6 pour une vue globale de l'évolution de la barre.

Nous retrouvons une instabilité similaire à celle d'un lit plat. La structure linéaire parallèle au vent moyen n'est pas une solution stable pour ce domaine de régime de vents et ce bien qu'il s'agisse d'une orientation qui correspond à un maximum local du flux perpendiculaire (section 4.2.4 et FIG. 4.9).

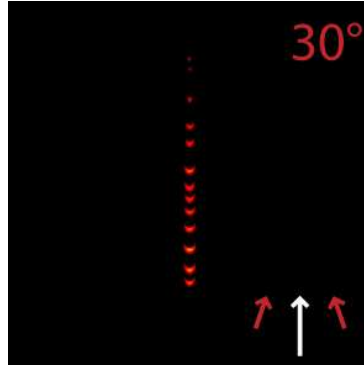


FIG. 5.2: **Barre longitudinale numérique $\theta = 30^\circ$.** Évolution à long terme (période 400) d'une barre longitudinale dans le domaine de séparation angulaire de formation des dunes transverses. La barre se déstabilise en un train de barchanes.

Domaine des *longitudinales* : $\theta \gg 90^\circ$

Pour un angle important entre les deux directions de vent, une barre longitudinale est stable. L'instabilité de lit plat ne semble plus efficace dans son rôle et la barre n'est pas cassée. Elle semble au contraire s'affiner et s'étirer et ce d'autant plus que l'angle θ est grand. Nous pouvons néanmoins voir se développer une faible oscillation du profil de la barre. Un résumé de cette évolution est visible sur la figure 5.3 pour $\theta = 145^\circ$.

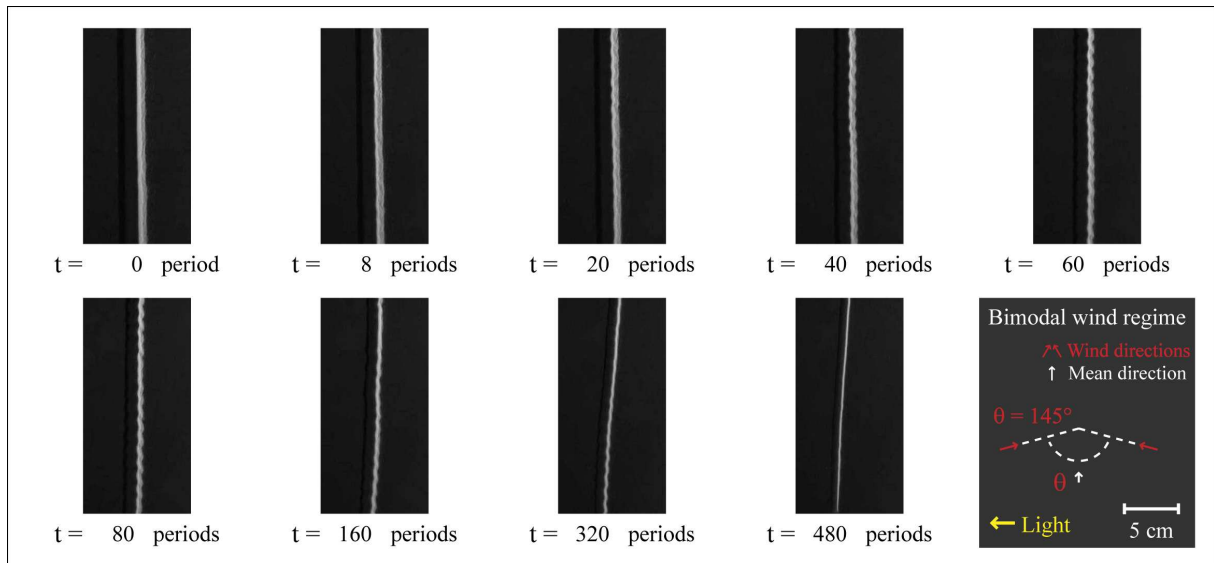


FIG. 5.3: **Évolution : Barre longitudinale $\theta = 145^\circ$.** Bien que nous observons le développement d'une oscillation le long de la barre, celle-ci reste stable à long terme. Voir également le film en figure C.7 pour suivre l'évolution complète de cette expérience.

Une fois de plus, notre modèle numérique permet de reproduire une évolution similaire pour ce type de condition initiale et de régime de vents. Le résultat d'une des simulations numériques, réalisée pour $\theta = 150^\circ$, est présenté par la figure 5.4.

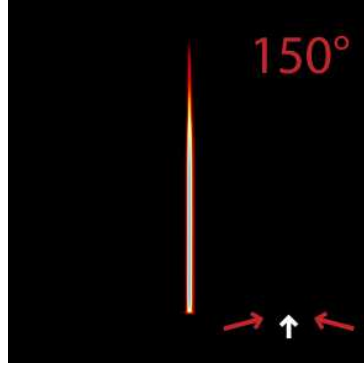


FIG. 5.4: **Barre longitudinale numérique $\theta = 150^\circ$.** Évolution à long terme (période 400) d'une barre longitudinale dans le domaine de séparation angulaire de formation des dunes longitudinales. La barre reste stable.

Il est intéressant d'insister sur la stabilité de cette barre longitudinale. En effet, la mise en évidence du côté *auto-suffisant* d'une telle structure est un point important. Il est généralement considéré que les dunes longitudinales ne se forment que lorsque la quantité de sable disponible est importante et donc qu'elles n'apparaissent qu'au sein de champs de dunes, leur persistance (stabilité) étant présumée liée à l'échange de sable entre les structures. Nous montrons ici qu'une dune longitudinale est stable et ce même isolée.

Flux de sable et stabilité

Dans le but de comprendre ce changement de morphologie et de stabilité, il est intéressant de regarder l'évolution du flux de sable pour une telle barre en fonction de la valeur de l'angle θ . Le flux n'étant pas accessible dans le cadre de nos expériences, nous utilisons ici nos simulations numériques comme base à notre discussion. Nous avons ainsi accès au flux de sable advecté par chacun des vents, au flux diffusif qui assure le couplage des tranches $2D$ prises dans la direction du vent ainsi qu'au flux de sable total (section 2.4 et eqn. 2.20). Comme nous nous intéressons ici à caractériser la différence d'évolution entre les 2 cas présentés ci-dessus, nous regardons ces flux de sable dès la première période du régime de vents. Nous regardons donc les flux de sable associés au profil initial de la barre. Nous nous plaçons ainsi avant que la forme ne se soit adaptée au régime de vents (ou déstabilisée) pour pouvoir décrire le déroulement de cette adaptation. Pour rendre compte de l'effet des deux directions de vent, nous regardons les flux de sable intégrés sur une période.

Flux d'advection Par définition, ce flux de sable advecté est dirigé dans le sens du vent. Intégré sur une période il est globalement dirigé dans le sens du vent moyen pour les deux domaines de valeurs de θ comme l'illustre les cartes de flux de la figure 5.5. À cette tendance générale, s'ajoute une concentration du sable vers le centre de la barre qui est d'autant plus importante que l'angle θ est grand.

Nous avons vu que la pente apparente du relief influe sur le pouvoir d'érosion du vent et donc sur le flux de sable. Son intensité dépend du profil de la structure vu par le vent au travers du flux saturé (eqn. 2.9) calculé pour une tranche $2D$ et en tenant compte du décalage du flux de sable réel par rapport à ce dernier (eqn. 2.11). Elle est plus grande à l'avant de l'obstacle, où la pente positive entraîne une compression des lignes de courant et donc une accélération du

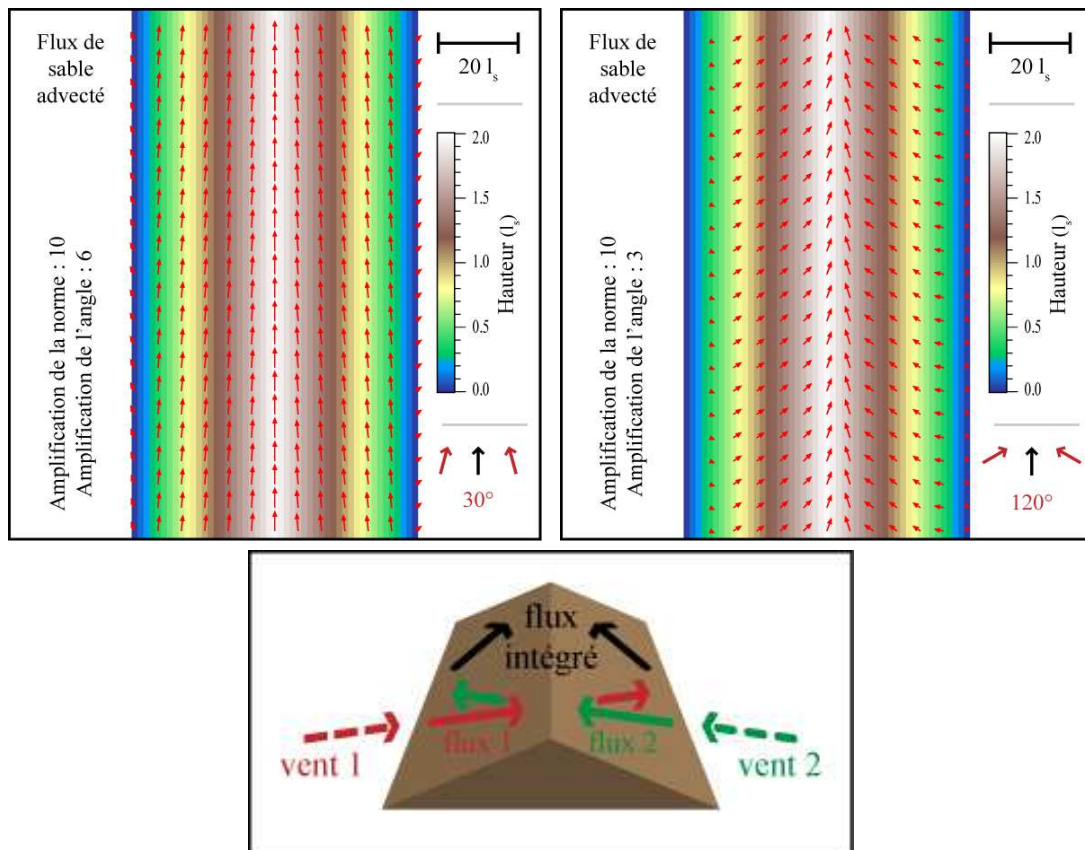


FIG. 5.5: **Cartes de flux de sable advecté : Barres longitudinales.** Dans les deux cas le sable est concentré vers le centre de la barre. Plus l'angle entre les vents est grand plus cette concentration est importante. Nous noterons que l'orientation, par rapport au vent moyen, des vecteurs (flèches rouges) qui indiquent le flux a été amplifiée pour une meilleur visualisation et que l'amplification relative de la norme est donnée ici pour comparaison entre les différentes cartes de flux que nous présentons. Nous présentons en dessous de ces cartes de flux un schéma de principe de la composition des flux liés à chacune des directions de vent.

vent, qu'à l'arrière de celui-ci. La composition des flux liés à chacun des vents donnera donc une convergence du sable vers le centre de la barre comme nous l'avons représenté sur le schéma de la figure 5.5. De plus, si nous considérons une forme de barre identique (notre condition initiale), pour la partie faisant face au vent, la pente est d'autant plus grande que le vent est perpendiculaire à la barre. Par conséquent, le flux de sable advecté érodant la barre pour $\theta = 120^\circ$ sera plus grand que celui subi pour $\theta = 30^\circ$. Le raisonnement inverse s'applique sur la partie de la barre située *sous le vent* de telle sorte que la compensation entre les flux liés à chacun des vents est de moins en moins efficace. Le flux moyen concentre alors d'autant plus le sable vers le centre de la barre que l'angle θ est proche de 180° . Ce phénomène s'amplifie encore lorsqu'une face d'avalanche est formée en raison de la chute du flux de sable dans l'enveloppe (imposé nul dans notre modèle). Le sable situé périodiquement dans cette bulle de recirculation ne ressent alors qu'une des deux directions de vent, celle qui le déplace vers le centre de la barre.

Flux de diffusion Le flux de sable diffusé suit la plus grande pente. Il est donc, contrairement au flux de sable advecté, dirigé du centre vers l'extérieur de la barre comme nous pouvons le voir sur les cartes de flux en figure 5.6. Ce flux diffusif rend numériquement compte d'une partie des grains de sable en reptation dont la mise en mouvement est principalement due à un transfert d'énergie par collision venant des grains en saltation. Par conséquent, son intensité est liée à l'intensité du flux de sable en saltation et donc au flux de sable advecté par chacun des vents. Cependant, son orientation dépend de la pente et non de la direction du vent. Cette dépendance implique qu'il n'y a pas de compensation entre les flux liés à chacune des deux directions de vent, au contraire, leurs contributions s'ajoutent (schéma de la figure 5.6). Alors que le flux de sable advecté tend à concentrer le sable vers le centre de la barre et ainsi à maintenir des pentes élevées, le flux de diffusion tend à adoucir ces pentes et ce d'autant plus qu'elles sont abruptes. Comme l'érosion instantanée et la concentration du sable sont plus importantes pour les grandes valeurs de θ , le flux de sable diffusé est lui aussi plus important pour ce domaine de régimes de vents.

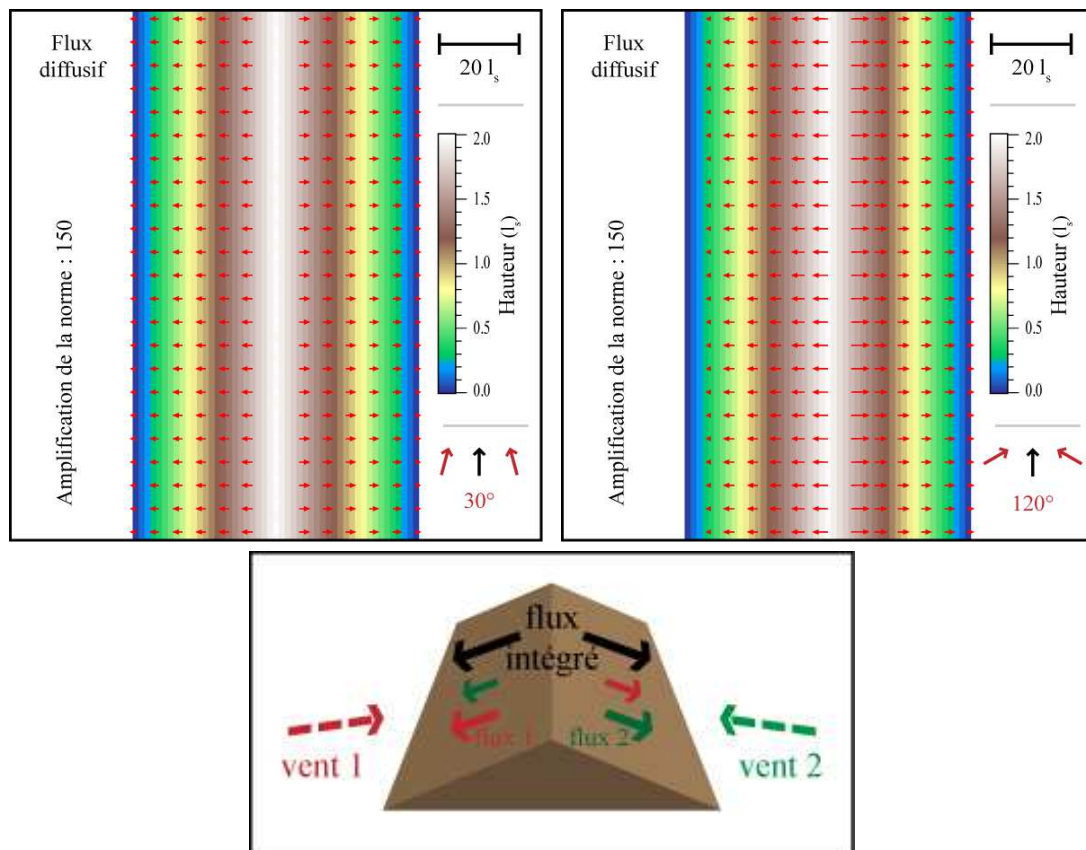


FIG. 5.6: **Cartes de flux de diffusion : Barres longitudinales.** Le flux diffusif suit le gradient de hauteur et tend à redistribuer le sable vers l'extérieur de la barre pour les 2 domaines de séparation angulaire des vents. Les contributions de chacun des vents s'ajoutent comme l'illustre le schéma présenté sous les cartes de flux.

Flux de sable total À partir des cartes de flux de sable advecté et diffusé que nous venons de présenter, nous pouvons construire les cartes de flux total intégré sur une période pour chacun des domaines de régimes de vents. Comme nous le voyons sur la figure 5.7, ce flux total met en évidence une différence notable entre ces deux domaines de séparation angulaire des vents et qui permet de mieux comprendre les chemins différents d'évolution suivis par ces barres longitudinales. Dans le cas d'une petite valeur de l'angle θ , le flux diffusé l'emporte sur la concentration du sable due au flux de sable advecté. Le flux total est majoritairement orienté dans la direction du vent moyen mais tend légèrement à redistribuer le sable du centre vers l'extérieur de la barre longitudinale. En revanche, bien que le flux de diffusion soit plus important dans le cas d'une grande valeur de θ , celui-ci ne contrebalance pas la concentration du sable liée au flux de sable advecté. Le flux total est également majoritairement dirigé dans le sens du vent moyen mais tend à concentrer le sable vers l'axe central de la barre longitudinale.

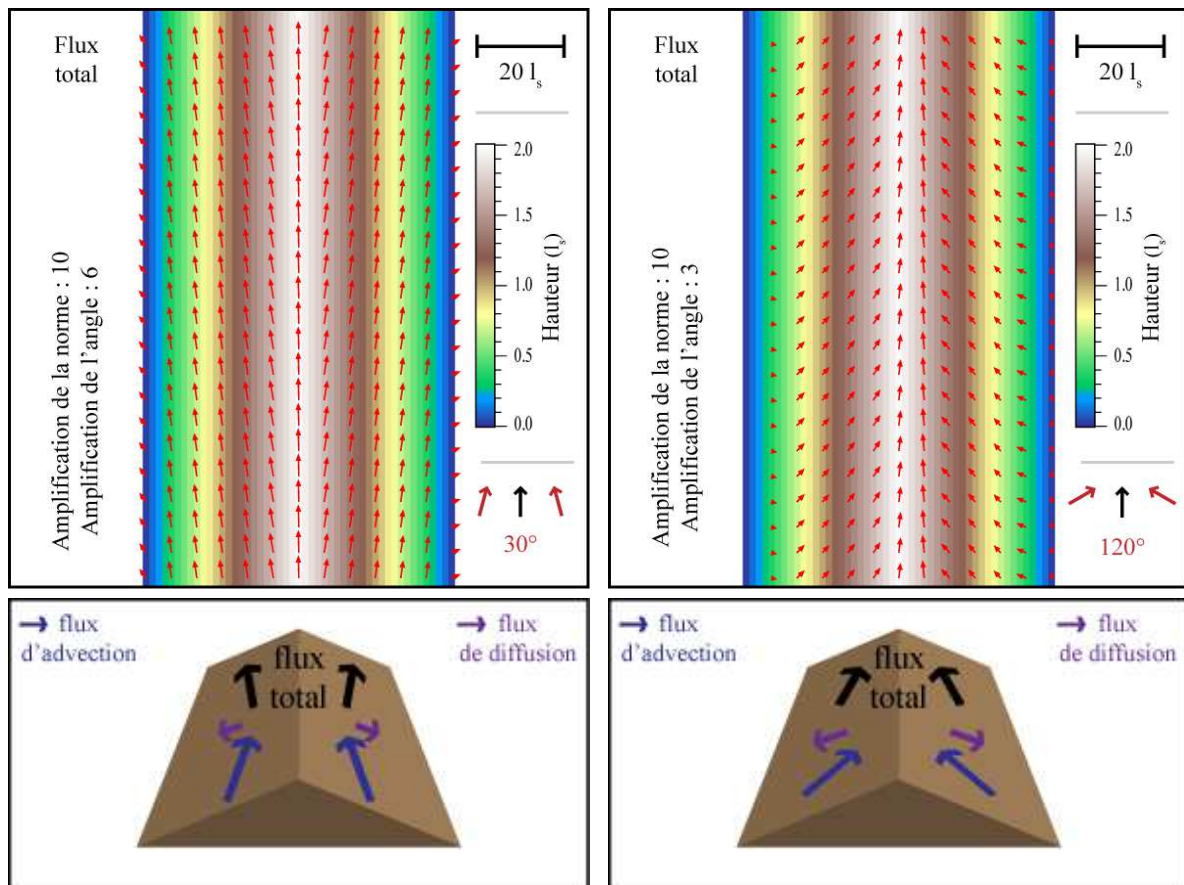


FIG. 5.7: **Cartes de flux total : Barres longitudinales.** Nous pouvons voir ici la différence de comportement en fonction de l'angle θ . Il y a soit redistribution de sable vers l'extérieur de la barre soit concentration vers son axe central. Pour une faible séparation angulaire, nous retrouvons une carte de flux qui nous rappelle celle obtenue pour une barchane (FIG. 2.12). Les schémas situés sous les cartes de flux illustrent la composition des flux de sable advecté et diffusé pour chacun des cas.

Pour compléter cette considération sur le flux de sable et pouvoir expliquer la différence de stabilité, il est nécessaire de revenir à la notion d'instabilité de lit plat et de taille minimale en regardant comment une barre longitudinale est vue par chacun des vents pour chacun des deux domaines de l'angle θ . Les schémas de la figure 5.8 illustrent les deux cas rencontrés et nous servent de support visuel pour notre discussion. Pour ces deux géométries, la longueur de la barre étant grande devant la longueur instable, la composante longitudinale du vent voit un lit plat et est donc source de déstabilisation. En revanche, la composante transverse ne voit pas la barre comme un lit plat du fait de sa petite largeur et n'est par conséquent pas source de déstabilisation.

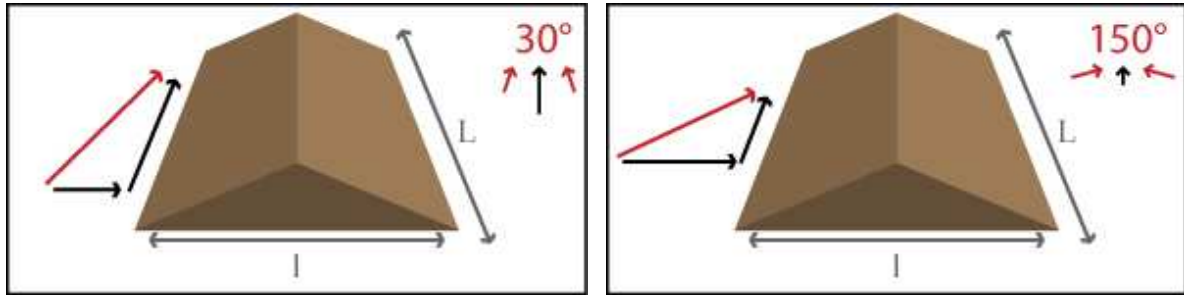


FIG. 5.8: **Décomposition du vent pour une barre longitudinale** pour les deux domaines de séparation angulaire des vents du régime bimodal.

Dans le cas de petites valeurs de l'angle θ , nous retrouvons, pour le flux total, un schéma similaire à celui obtenu dans le cas d'une barchane (FIG. 2.12). Le sable advecté qui est principalement déplacé le long de la barre tend à la déstabiliser formant ainsi des crêtes perpendiculaires à celle-ci. Les parties extérieures de ces crêtes qui migrent plus rapidement que leur partie centrale, en accord avec la relation de dispersion, leur donnent rapidement une allure courbée qui se régule grâce au flux diffusé qui redistribue le sable de l'axe central vers l'extérieur. Avec le développement de l'instabilité, la barre finit par se casser et nous observons un alignement de barchanes ou barchanoïdes.

Dans le cas des grandes valeurs de θ , la direction de composante principale du vent est transverse. Or cette direction n'induit a priori pas de déstabilisation de la barre. Au contraire, comme nous l'avons vu précédemment, l'alternance des vents provoque une concentration du sable vers la barre qui se retrouve amplifiée lorsqu'il y a création d'une bulle de recirculation. Le flux de sable diffusé qui tend à redistribuer le sable vers l'extérieur et réguler les pentes n'est pas suffisant pour compenser cette concentration. La composante longitudinale, dont l'importance est d'autant plus faible que l'angle θ est grand, peut faire se développer une instabilité de type lit plat le long de la barre mais ses effets sont limités par la concentration du sable vers l'axe central. Néanmoins, la trace de cette déstabilisation est visible par l'oscillation de la structure longitudinale que nous avons observée au cours de nos expériences et simulations.

5.2.2 Barres Transverses

Domaines des *transverses* : $\theta \ll 90^\circ$

Pour des angles θ assez faibles, dans un premier temps, la barre transversale se déplace dans le sens du vent. Au cours de cette migration, nous pouvons voir l'apparition d'une oscillation le long de la barre. Le développement de cette oscillation finit par casser la barre lorsque sa longueur d'onde est de l'ordre de la largeur de la celle-ci. Il se forme alors un alignement de barchanes de taille relativement comparable. Un aperçu de cette évolution peut être vu ci-dessous sur la figure 5.9 pour les expériences en laboratoire ainsi que sur la figure 5.10 pour notre modèle numérique.

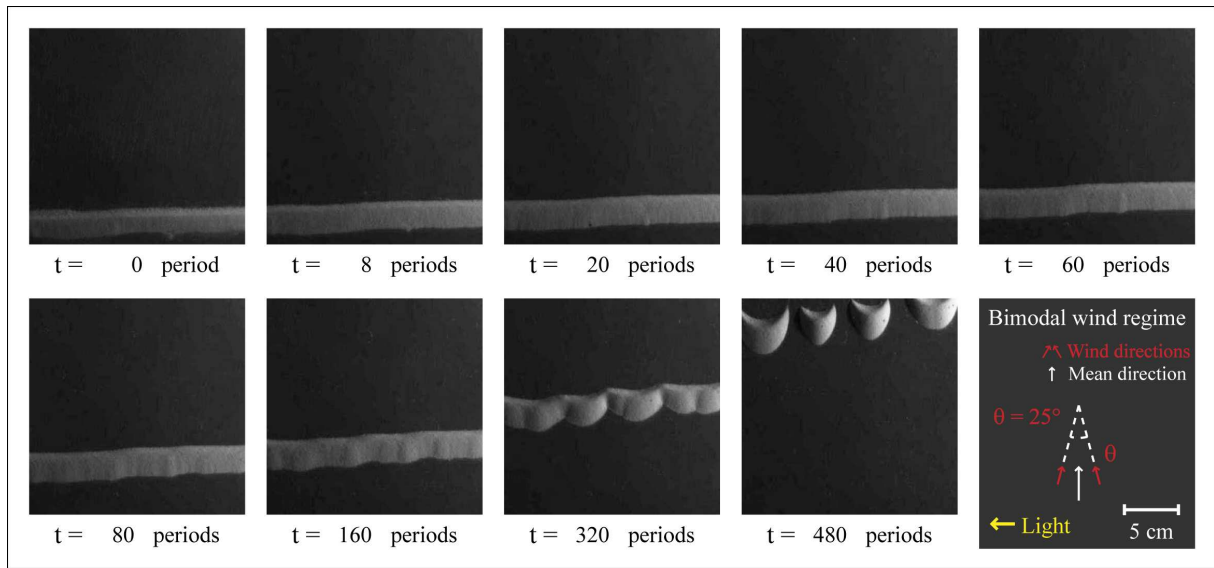


FIG. 5.9: **Évolution : Barre transversale $\theta = 25^\circ$.** Au cours de l'advection de la barre dans le sens du vent moyen, une oscillation de celle-ci apparaît. Cette instabilité finit par casser la barre et former un alignement de barchanes de taille similaire. Voir également le film en figure C.8 pour une vue globale du déroulement de cette expérience.

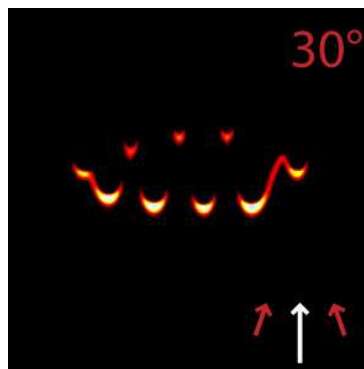


FIG. 5.10: **Barre transversale numérique $\theta = 30^\circ$.** Évolution à long terme d'une barre transversale dans le domaine de séparation angulaire de formation des dunes transverses. La barre se déstabilise en barchanes.

Une barre transverse ne constitue donc pas, en l'absence d'un apport de sable, une solution à long terme pour ce type de régime de vents qui pourtant correspond à leur domaine de formation au sein d'un champs de dunes. Cependant, nous avons vu au cours de notre étude que les champs de dunes transverses finissent par se casser en champs de barchanes (section 4.3.3). Cette déstabilisation débute lorsque le fond dur est atteint et que l'apport de sable à chaque structure est alors considérablement réduit, voire nul, donc lorsque que nous sommes dans une situation similaire à celle présentée ici pour une barre isolée. À l'opposé, la phase de croissance importante qui précède la déstabilisation, et qui est associée à un apport de sable important pour les structures afin de les faire croître, correspond à une régularisation (stabilisation) des crêtes. L'apport de sable apparaît donc comme un facteur important pour observer la formation d'une dune transverse et pour que celle-ci reste stable.

Domaine des *longitudinales* : $\theta \gg 90^\circ$

Pour des angles importants entre les deux vents, une instabilité apparaît rapidement le long de la barre. Cette instabilité a une longueur d'onde nettement plus petite que dans le cas d'une séparation angulaire faible. Elle ne correspond pas à une oscillation mais à la formation de crêtes. Ces crêtes se développent et s'allongent dans le sens du vent pour former des structures longitudinales pendant que la barre se vide progressivement de son sable. Un aperçu de cette évolution pour une expérience en laboratoire peut être vu ci-dessous sur la figure 5.11 et pour nos simulations numériques sur la figure 5.12.

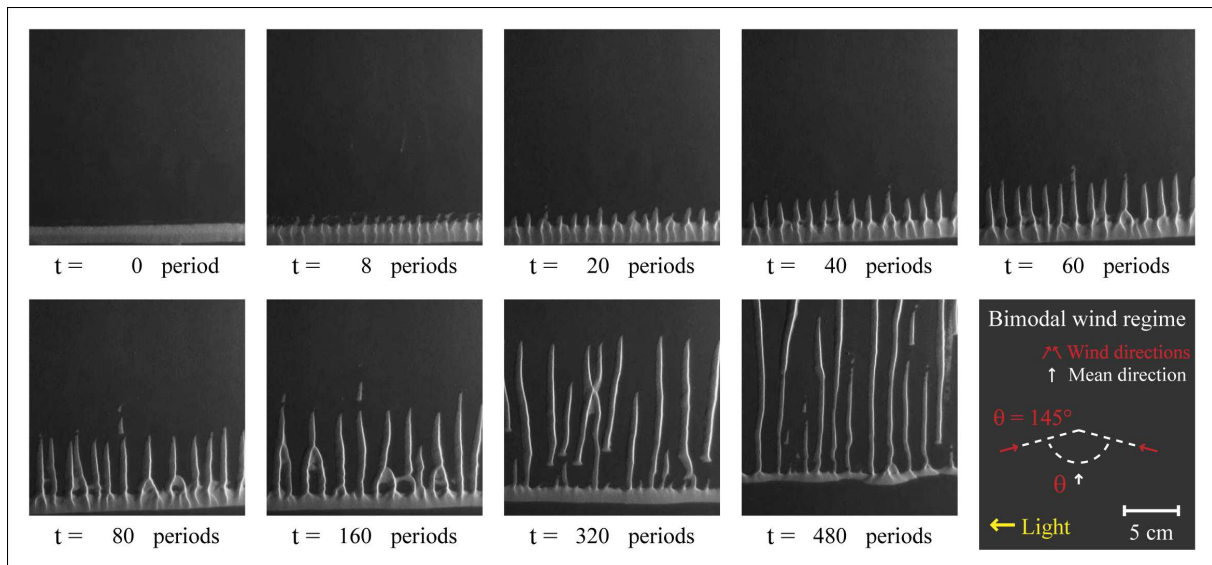


FIG. 5.11: **Évolution : Barre transverse $\theta = 145^\circ$.** Des crêtes se forment rapidement perpendiculairement à la barre. Le développement de ces dernières donne naissance à des structures longitudinales qui poussent et s'étendent parallèlement au vent moyen pendant que la barre elle-même n'est que peu déplacée. Voir également le film en figure C.9 pour une vue globale de l'expérience.

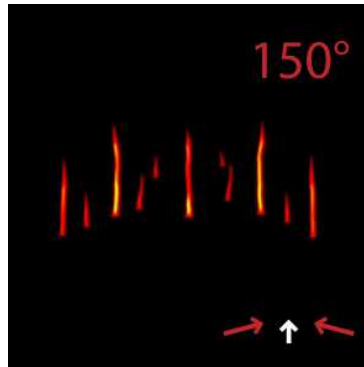


FIG. 5.12: **Barre transverse numérique $\theta = 150^\circ$.** Évolution à long terme d'une barre transverse dans le domaine de séparation angulaire de formation des dunes transverses. La barre se déstabilise et forme une série de dunes longitudinales.

Bien que la barre transverse corresponde à un maximum local pour le flux de sable perpendiculaire à la crête (section 4.2.4 et FIG. 4.9), il ne s'agit pas d'une solution stable pour des séparations angulaires importantes entre les deux directions de vents. Tout comme dans le cas des champs de dunes, nous remarquons que ce domaine de régime de vents forme des structures longitudinales. Ces dunes longitudinales apparaissent une fois de plus comme des solutions à long terme stables pour les grandes valeurs de θ et ce quelles que soient les conditions initiales.

Flux de sable et stabilité

Comme dans le cas des barres longitudinales, à l'aide de notre modèle numérique, nous pouvons nous intéresser au comportement du flux de sable à partir de notre condition initiale et en fonction de la valeur de l'angle θ . Les cartes de flux total intégré sur une période obtenues pour chacun des domaines de séparation angulaire sont présentées en figure 5.13. Contrairement au cas des barres de sable longitudinales, les cartes de flux total ne permettent pas ici d'expliquer la différence d'évolution entre les deux cas que nous venons de décrire. Nous regardons alors la manière dont le vent voit l'obstacle pour comprendre ces évolutions. Le schéma de la figure 5.14 illustre la décomposition d'un des vents suivant sa composante transverse et longitudinale pour chacun des deux domaines de séparation angulaire des vents. Nous pouvons alors voir que la composante longitudinale, qui agit dans la largeur de la barre n'aura que peu d'effet quant à la stabilité de celle-ci. En revanche, la composante transverse va avoir tendance à déstabiliser la barre de sable et ce d'autant plus efficacement que θ est grand. Contrairement au cas de la barre longitudinale, le flux de sable ne montre pas de concentration du sable, ou d'autre phénomène, qui contrebalancerait la déstabilisation de la barre qui se casse pour les différents domaines de l'angle θ .

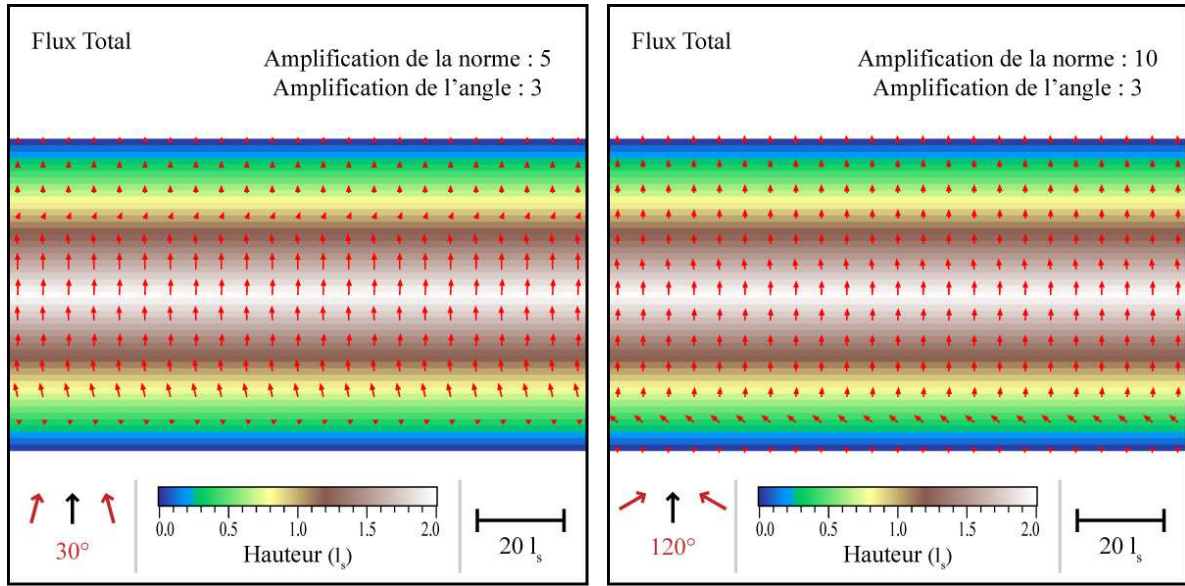


FIG. 5.13: Cartes de flux total : Barres transverses.

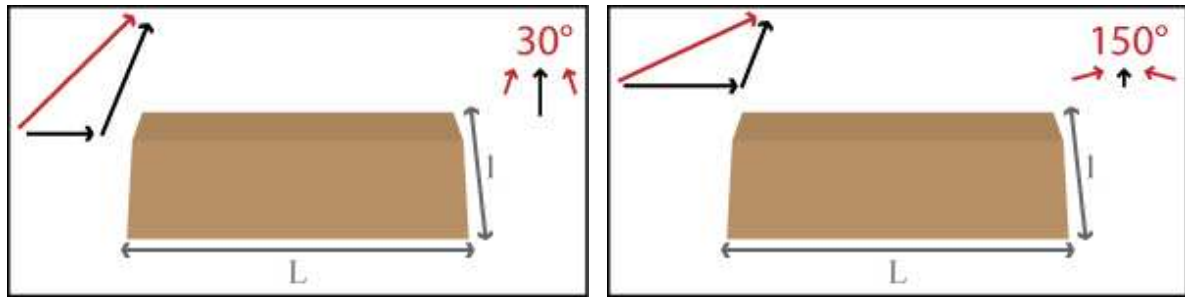


FIG. 5.14: Décomposition du vent pour une barre transverse pour les deux domaines de séparation angulaire des vents du régime bimodal.

Cependant, alors que cette explication permet de comprendre l'apparition de crêtes perpendiculairement à la barre transverse pour des grandes valeurs de l'angle θ , elle n'est pas suffisante pour rendre compte du scénario observé pour les faibles séparations angulaires des deux vents. En effet, dans ce cas nous n'observons pas la formation de crêtes perpendiculaires à la barre et la déstabilisation se fait avec une longueur d'onde supérieure à celle de l'instabilité de lit plat. De plus, cette déstabilisation a lieu même pour des expériences réalisées pour un vent monodirectionnel et donc ne présentant pas de composante transverse. Toutefois, nous avons vu que le même processus de déstabilisation est reproduit par notre modèle numérique pour des angles θ relativement faibles (FIG. 5.10). Nous pouvons donc supposer que les ingrédients introduits dans ce modèle sont suffisants pour décrire cette évolution. Celle-ci peut être comprise en considérant les effets de l'advection et de la diffusion du sable sur la barre transverse.

Une tranche $2D$ prise dans le sens du vent se déplace à une vitesse inversement proportionnelle à sa hauteur par conservation. Par conséquent, la moindre irrégularité de hauteur le long de la barre aura tendance à s'accroître en raison de ce différentiel de vitesse. Cependant la reptation, voire les avalanches et plus généralement le couplage latéral des tranches, compense ce phénomène en limitant les pentes formées. Cette diffusion tend à combler les différences de hauteur latéralement. Il existe donc une compétition entre l'advection qui amplifie les défauts

et la diffusion latérale qui les atténue. L'équilibre entre ces deux processus explique que la barre se casse, expérimentalement, en barchanes dont la taille dépend de celle (hauteur et largeur) de la barre. Des barchanes de largeur plus faible impliqueraient des pentes latérales plus importantes, or la diffusion tend à adoucir les pentes. De même, des barchanes plus larges présenteraient des pentes latérales plus faible, voyant l'effet de la diffusion moins important et donc une prédominance de l'advection des tranches extérieures. Ce processus se traduirait par une diminution de la largeur des barchanes. Pour résumer, pour une barre de sable donnée, la taille des barchanes formées correspond à la taille caractéristique, reliée à la pente, sur laquelle la diffusion contrebalance l'amplification des défauts par advection et donc l'instabilité qui y est associée.

Bien que ces considérations permettent de décrire l'instabilité de la barre transverse à la fois pour les expériences et les simulations, il reste une différence importante entre ces deux approches. Expérimentalement, la déstabilisation en barchanes d'une barre transverse a lieu pendant que celle-ci migre d'une distance de l'ordre de quelques fois sa largeur (FIG. 5.9). Numériquement, le phénomène apparaît plus long à se développer et ce d'autant plus que nous sommes proches d'un régime de vent monodirectionnel. Cette *sur-stabilité* numérique est illustrée par la figure 5.15. Alors que les bords se replient d'une manière identique à la formation des cornes d'une barchane, le centre de la barre reste stable.

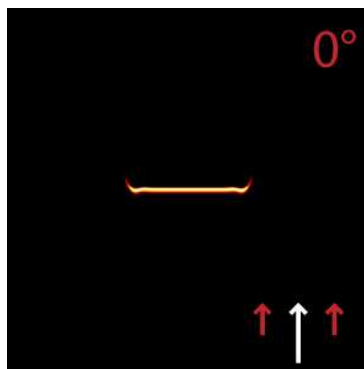


FIG. 5.15: **Sur-stabilité numérique d'une barre transverse.** Cette image illustre le résultat d'une simulation numérique d'évolution d'une barre transverse de sable soumise à un vent monodirectionnel. La partie centrale de celle-ci reste stable contrairement au cas expérimental.

Différents tests sur la taille et le rapport d'aspect de la barre ainsi que sur les valeurs du coefficient D , introduit dans notre modèle pour le couplage des tranches $2D$ (section 2.4 et eqn. 2.20), semblent indiquer que cette sur-stabilité provient d'un problème de compétition entre advection et diffusion du sable. Bien que nous pouvons envisager de jouer sur la valeur des différents paramètres intrinsèques de notre modèle pour corriger cet effet, ce déséquilibre traduit peut-être une limite de notre modèle pseudo- $3D$. En particulier, dans notre modèle, le vent ne peut pas être défléchi latéralement alors que cela se produit sur le terrain et dans nos expériences. Il serait intéressant de voir si la prise en compte de cet effet $3D$ nous permettrait de retrouver une instabilité et un comportement plus proches de ceux observés expérimentalement.

5.2.3 Champs de dunes et changement du régime de vents

Notre étude sur les barres nous a amené à soumettre des structures à des régimes de vents pour lesquels elles ne se forment pas : une barre transverse pour de grands angles θ ainsi qu'une barre longitudinale pour de petits angles θ . Pour des champs de dunes, nous pouvons nous attendre à des résultats relativement similaires à ceux obtenus pour les barres isolées. Nous avons vérifié cette hypothèse grâce à notre modèle numérique.

Nous avons, dans un premier temps, formé un champ de dunes transverses sous un régime de vent de séparation angulaire θ de 30° . Puis nous avons brusquement changé la valeur de θ à 120° . Le résultat de cette simulation numérique est présentée sur la figure 5.16. Nous pouvons voir que, comme nous nous y attendions, le champ de dunes se réorganise progressivement et passe de dunes transverses à des dunes longitudinales. Autrement dit, des dunes transverses ne sont pas solution en dehors de leur domaine de formation et ce même avec une possibilité d'échange de sable entre les dunes. Dans un second temps, la même approche a été utilisée pour regarder la stabilité d'un champ de dunes longitudinales à un changement de vent. Nous avons formé un champ de dunes longitudinales pour une valeur de $\theta = 120^\circ$ puis cette valeur a été subitement changé à 60° . Le résultat est présenté par la figure 5.17. Nous pouvons voir que les dunes se déstabilisent et que des structures transverses prennent leur place. Une fois de plus, tout comme pour les dunes transverses, les dunes longitudinales ne sont pas solution en dehors de leur domaine de formation et ce même en présence d'interactions entre les structures.

Pour les deux cas présentés ci-après, les défauts présents au sein des champs de dunes apparaissent comme des catalyseurs pour la réorganisation du motif. Nous remarquons également que le changement de dunes transverses vers dunes longitudinales se fait plus rapidement que l'inverse et ce même si nous choisissons un angle final plus petit que les 60° montré ici.

Naturellement, il ne s'agit ici que d'un changement idéalisé du régime de vents pour lequel seul l'angle entre les vents est modifié. Sur le terrain la situation est clairement plus complexe. L'orientation du vent moyen, le poids relatif de chacun des vents peuvent aussi changer. Et des changements encore plus drastiques peuvent se produire. Une étude plus détaillée de ces comportements est nécessaire pour en tirer de réelles conclusions. Néanmoins, il est possible de dire que des structures *non fixées* (dont le sable est libre d'être déplacé par le vent) reflètent le régimes de vents qu'elles subissent. Il est cependant important de noter que le temps de réponse du système dépend de la taille des structures. Les motifs à petite échelle vont répondre plus rapidement et seront donc de meilleurs indicateurs du régime de vents actuel. C'est d'ailleurs cette différence de temps de réponse à un changement des vents qui permet d'expliquer une partie des dunes complexes qui présentent une superposition de motifs.

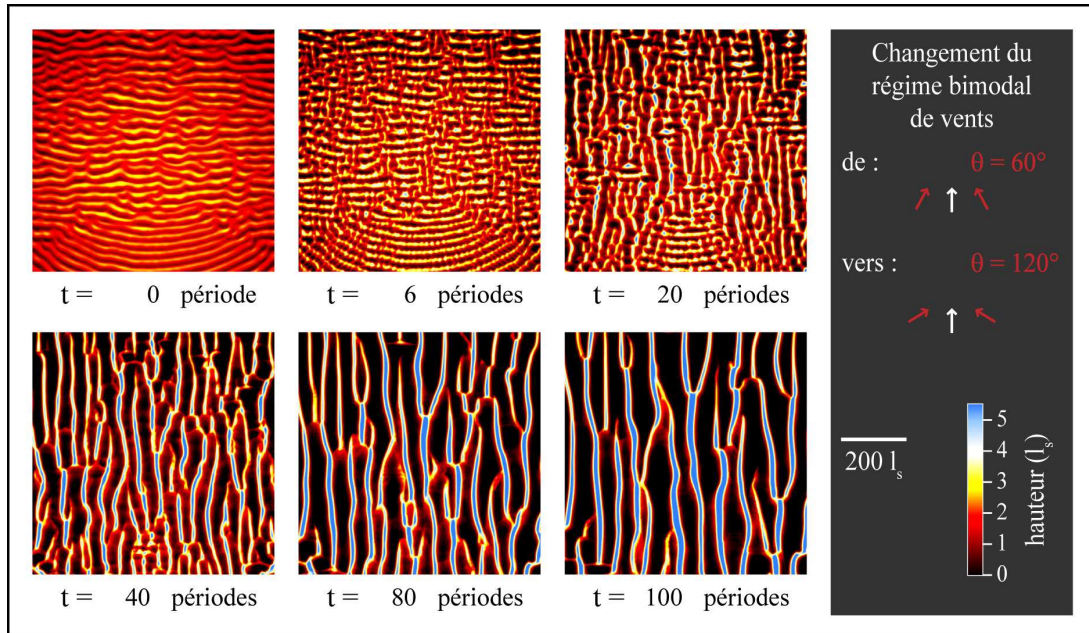


FIG. 5.16: **Déstabilisation d'un champ de dunes transverses.** Nous montrons sur ces images l'évolution numérique d'un champ de dunes transverses vers un champ de dunes longitudinales résultant d'un changement du régime de vent.

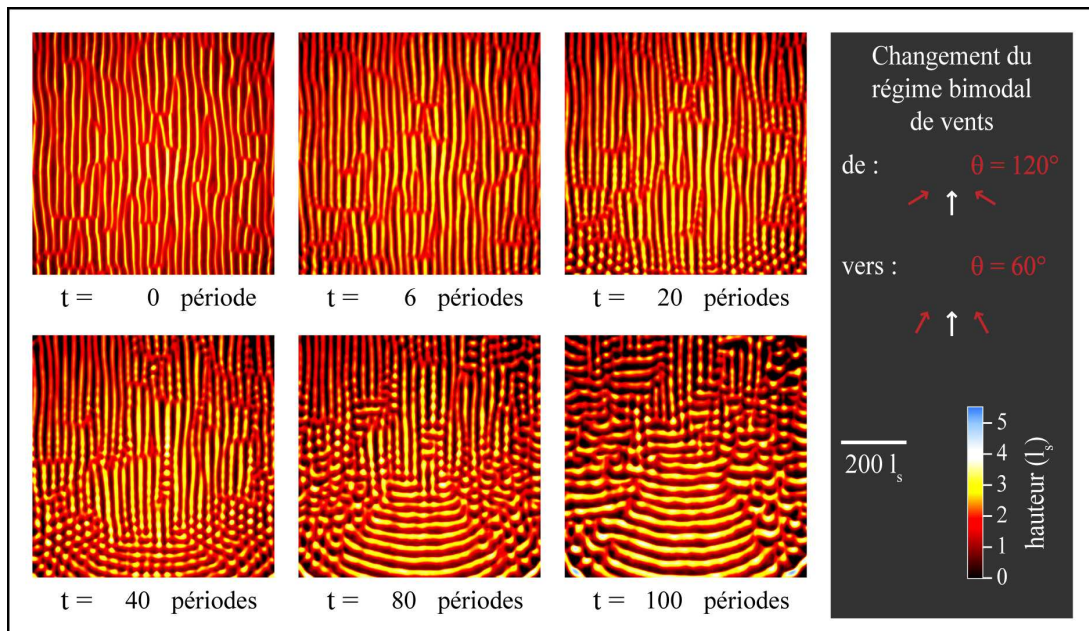


FIG. 5.17: **Déstabilisation d'un champ de dunes longitudinales.** Nous montrons sur ces images l'évolution numérique d'un champ de dunes longitudinales vers un champ de dunes transverses résultant d'un changement du régime de vent.

5.3 Du tas de sable aux barchanoïdes

5.3.1 Morphologie : Variété de formes

Comme il est possible de le voir sur la figure 5.18, et comme nous pouvions nous y attendre, la forme en croissant de la barchane n'est pas solution pour l'ensemble des valeurs de l'angle θ . Une grande variété de formes est obtenue en fonction des différentes valeurs de l'angle entre les deux directions de vents. Cependant, il est intéressant de noter qu'il existe une transition progressive entre ces différentes morphologies *solutions*.

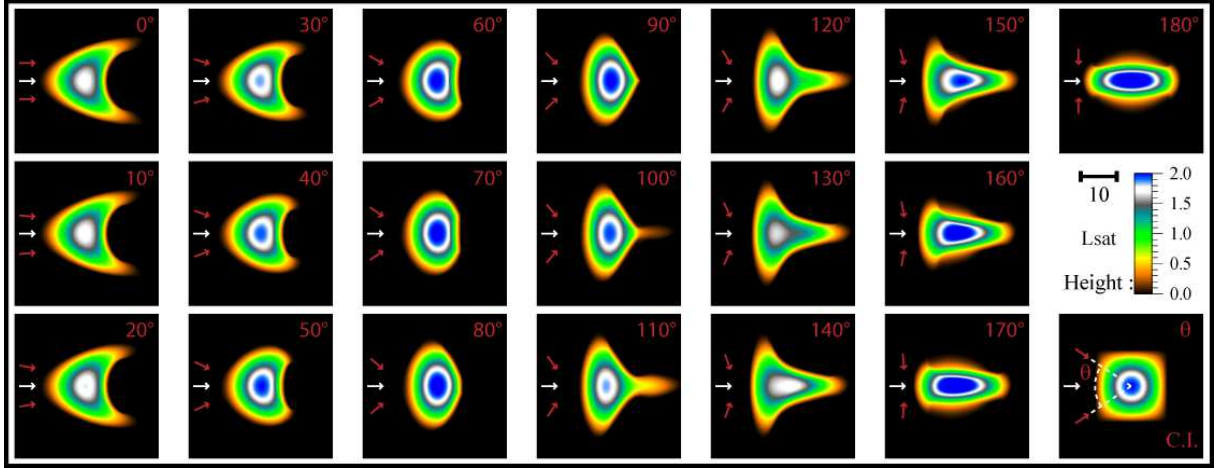


FIG. 5.18: **Barchanes et barchanoïdes numériques.** Évolution de la forme d'une barchane et des dunes équivalentes pour des régimes bimodaux de vents. Chaque image correspond à un cliché instantané de résultats de simulations numériques pour lesquelles seule la valeur de l'angle θ a été modifiée. Les images correspondent à la morphologie obtenue après 50 périodes du régime de vents à partir de la condition initiale présentée par la vignette située en bas à droite. Pour chaque image, la flèche blanche indique la direction du vent moyen et les flèches rouges celles des vents du régime bimodal. L'angle entre ces dernières est précisé en haut à gauche de chaque image. Une animation de cette transition de morphologies est présentée en annexe C par le film C.12.

Pour des angles entre les vents progressivement plus importants, tout en restant inférieurs à 90° , les bras (ou cornes) de la barchane sont de moins en moins grands et se rapprochent l'un de l'autre vers l'axe de symétrie de la dune. La face d'avalanche située entre les deux bras devient donc moins importante et le dos est par conséquent prédominant (FIG. 5.19). Nous retrouvons alors des morphologies qualifiées de barchanoïdes comme, par exemple, des “*fat barchans*” [Long and Sharp, 1964] pour lesquelles les rapports d'aspect largeur-longueur s'écartent des valeurs classiques de la barchane type. La diminution de la place occupée par la face d'avalanche suggère l'existence de solutions de types dômes (qui ne présentent pas de face d'avalanche) pour des quantités de sable plus grandes que dans le cas d'un vent monodirectionnel. Cette tendance, brièvement mentionnée par Cooke et al. [1993] pour le terrain est également retrouvée par nos expériences en laboratoire.

Pour un angle de 90° , les 2 bras ont complètement disparu pour laisser la place à une pointe centrale alignée avec le vent moyen. La face d'avalanche délimitée par les cornes est alors remplacée par deux faces d'avalanche situées de part et d'autre de la pointe (FIG. 5.19). La

solution en “croissant” a donc laissé sa place à une forme en “châtaigne”.

Pour des angles supérieurs à 90° , cette pointe se développe et pousse dans la direction du vent moyen pour créer une structure longitudinale isolée. Cette extension longitudinale possède une face d’avalanche qui change de côté en fonction de la direction du vent instantané (FIG. 5.19).

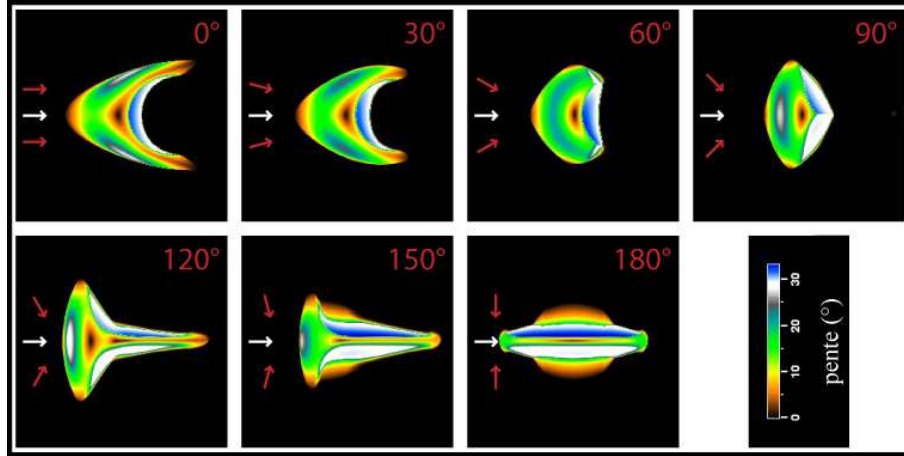


FIG. 5.19: **Barchanoïdes et faces d’avalanche.** Sur ces images nous représentons en code couleur la pente locale, pour des barchanoïdes obtenues pour différentes séparations angulaires θ . Alors que la face d’avalanche (en bleu) se situe entre 2 bras pour les faibles valeurs de θ , elle se situe d’un coté ou l’autre du doigt longitudinal, s’adaptant au vent instantané, pour des angles plus importants.

Ces différentes morphologies se retrouvent également pour les expériences en laboratoire (FIG. 5.20). Pour des angles faibles les barchanes obtenues présentent une face d’avalanche de moins en moins importante, par rapport au cas monodirectionnel, pour des angles de plus en plus grands. Les cornes laissent leur place à une pointe centrale vers 90° . Pour des séparations angulaires encore supérieures, une structure évoluant en une dune longitudinale isolée est formée.

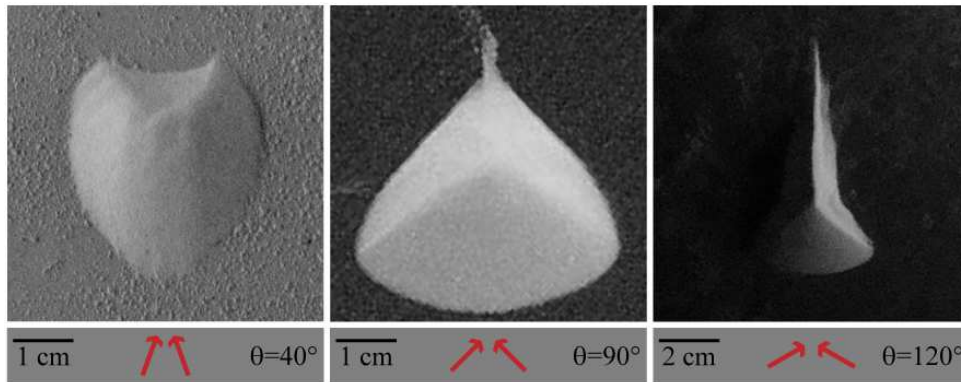


FIG. 5.20: **Barchanoïdes en laboratoire** obtenues pour différentes séparations angulaires θ après 80 périodes du régime de vents.

5.3.2 Formation et évolution

Flux de sable

Tout comme notre étude sur la stabilité des barres de sable, il est intéressant de regarder le flux de sable afin de comprendre l'apparition de chacune de ces formes (FIG. 5.18).

Nous nous intéressons plus particulièrement au flux total intégré sur une période du régime de vents aux instants initiaux des simulations. Des cartes de ce flux total sont présentées pour une petite et une grande valeur de θ en figure 5.21. Nous pouvons voir sur cette figure que dès le début de l'évolution, le flux permet de rendre compte de la dynamique qui formera les morphologies que nous avons rencontrées.

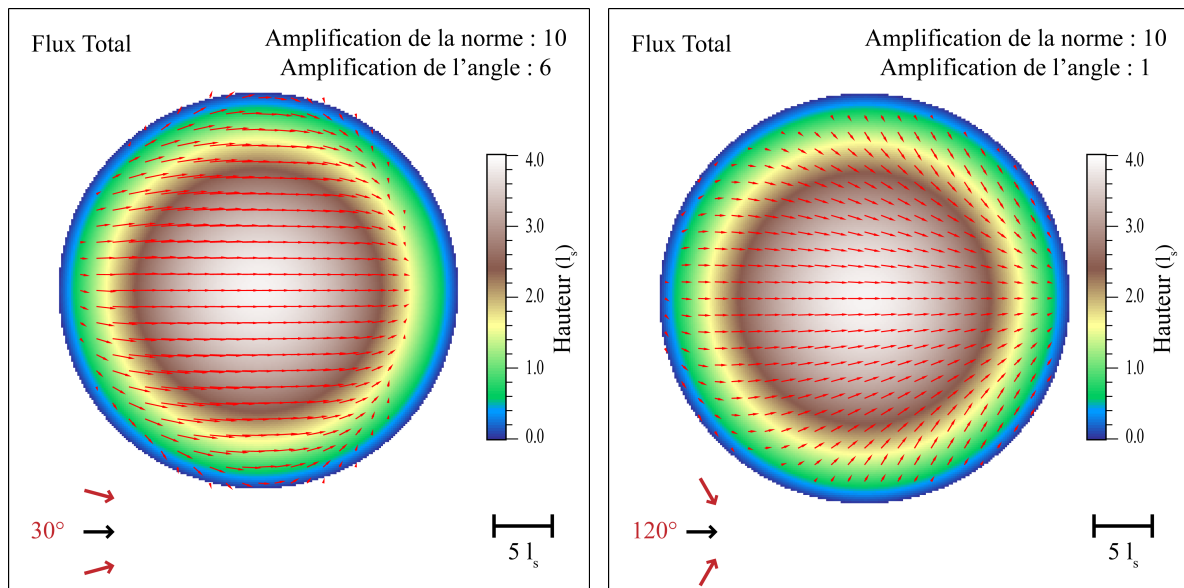


FIG. 5.21: **Cartes de flux total intégré sur une période : tas de sable isolés.**

Pour les angles faibles, la zone d'ombre qui donnera naissance à la face d'avalanche entre les bras est déjà visible. En revanche, pour des angles supérieurs à 90°, le sable est concentré par le vent vers l'avant et vers l'axe médian. Cet apport de sable donnera naissance à la pointe centrale.

Pour des angles inférieurs à 90°, l'avant du tas se retrouve à l'abri des vents. Cette zone d'ombre correspond à la région de la bulle de recirculation dans laquelle le sable n'est plus transporté. Cette zone s'accroîtra progressivement et donnera naissance à la face d'avalanche. En dehors de cette zone, le flux de sable se fait principalement vers l'avant ce qui donnera progressivement naissance aux bras de la barchane de part et d'autre de la bulle.

Passée la valeur de 90°, le sable commence à être concentré vers l'axe de symétrie, dans la direction du flux. La zone d'ombre disparaît pour laisser sa place à une région de convergence des flux. C'est cet apport de sable qui permettra la formation de la pointe centrale et son développement dans la même direction que celle de propagation.

Évolution : développement du doigt

Nous venons de voir, pour des angles θ supérieurs à 90° , la formation d'une structure singulière. Cette pointe longitudinale a déjà été observée numériquement [Parteli et al., 2009], mais il s'agit ici probablement de la première confirmation expérimentale de l'existence de ce type de solution. Il est alors tout particulièrement intéressant de regarder l'évolution de cette nouvelle forme de dune. Nous présentons ci-dessous (FIG. 5.22) un montage d'images similaire à ceux utilisés pour visualiser l'évolution des champs de dunes et des barres de sable.

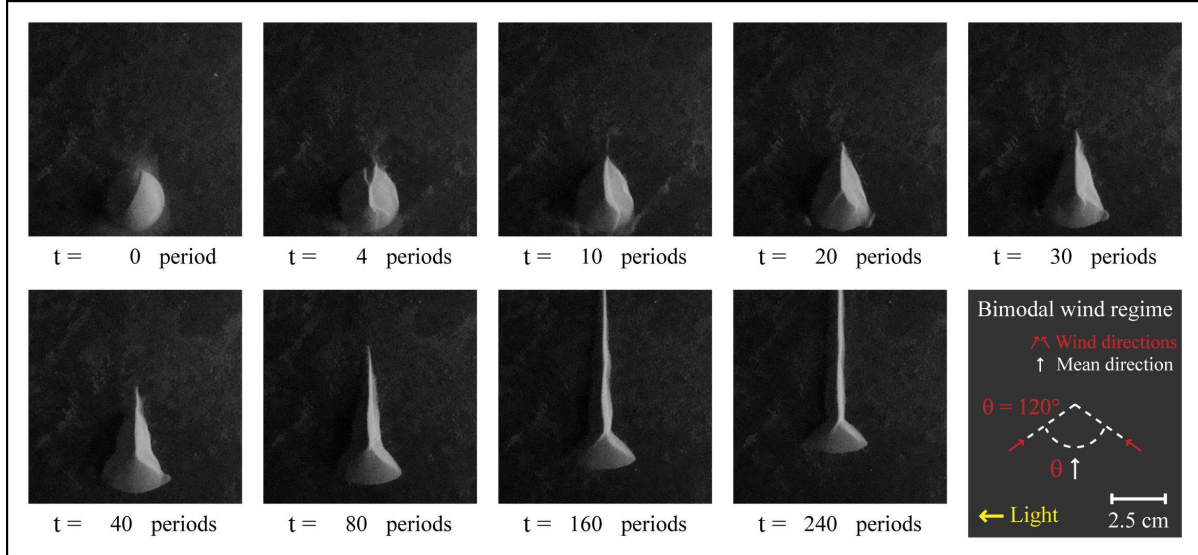


FIG. 5.22: **Évolution : Dune isolée $\theta = 120^\circ$.** Nous observons le développement d'une pointe centrale qui pousse et s'allonge avec le temps dans la direction du vent moyen. Un film reconstruit à partir des photos de l'expérience est présenté en annexe C (filmC.11).

Dans un premier temps, 2 crêtes apparaissent sur le tas de sable. Puis, celles-ci se rejoignent pour former une crête alignée avec la direction du vent moyen suivant le chemin décrit par le modèle simple présenté en section 4.2.4. Cette crête donne alors naissance à un doigt qui se développe dans le sens du vent moyen. La structure qui se forme fait alors penser à la forme attendue pour une *lee dune* (dune formée à l'arrière d'un obstacle), le tas initial jouant le rôle de l'obstacle. Cependant, il ne s'agit pas ici d'un effet local de modification de l'écoulement car le modèle ne serait alors pas capable de reproduire des structures analogues à celle que nous montrons ici en laboratoire. De plus, contrairement au cas de la *lee dune*, la structure longitudinale formée ici subit un régime de vent propice, dans lequel une structure longitudinale est stable, et ce même loin du tas initial. Le doigt continue donc à se développer et à s'allonger, nourri en sable par le tas initial. Le tas se vide progressivement de son sable au profit de l'extension longitudinale qui s'étend jusqu'à rencontrer le bord du disque, limite imposée par notre montage expérimental, ou jusqu'au bord de la grille de calcul. À long terme, nous retrouvons une forme en "tête de clou", résidu du tas initial, qui est également observable à la fin de nos expériences sur les champs de dunes longitudinales.

Les premières simulations réalisées pour cette étude n'ont pas permis d'observer l'extension longitudinale observée expérimentalement pour des séparations angulaires de plus de 90° . Tout d'abord, nous avons vu que pendant l'adaptation du tas de sable au régime bimodal de vents,

la perte de sable est relativement importante. Par conséquent une quantité de sable trop faible sera érodée trop rapidement et ne pourra pas évoluer en une structure présentant une extension longitudinale. Pour reproduire cette dynamique, nous avons dû ajuster la taille du tas initial de sable mais aussi la période du régime de vents. Ces deux paramètres ont ici un effet couplé au travers du temps de réponse d'une quantité de sable donnée à un changement de direction du vent. Il est en effet nécessaire que la dune intègre le régime de vent pour évoluer vers cette morphologie longitudinale. Si la période du régime de vents est trop longue, pour une quantité de sable donnée, l'adaptation du tas de sable entre chaque changement de direction de vent est trop importante et le développement de la structure longitudinale se voit bloqué. Il y a alors deux manières de voir le doigt se développer : avoir une période suffisamment faible ou bien avoir un tas de sable initial suffisamment gros pour avoir une extension proportionnellement plus importante. Ces limitations rejoignent les résultats obtenus par [Parteli et al. \[2009\]](#).

Évolution des paramètres morphologiques

Dans cette section, nous présentons l'évolution des grandeurs qui caractérisent la morphologie des dunes formées à partir de notre modèle numérique. La compétition entre la concentration du sable due au flux advecté et sa diffusion pour les différentes valeurs de l'angle θ apparaît comme la clé pour comprendre les morphologies observées.

Volume En l'absence d'apport de sable extérieur, la durée de vie de ces dunes dépend de leur perte de sable. Nous présentons en figure 5.25 l'évolution du volume de sable au cours du temps en fonction de θ .

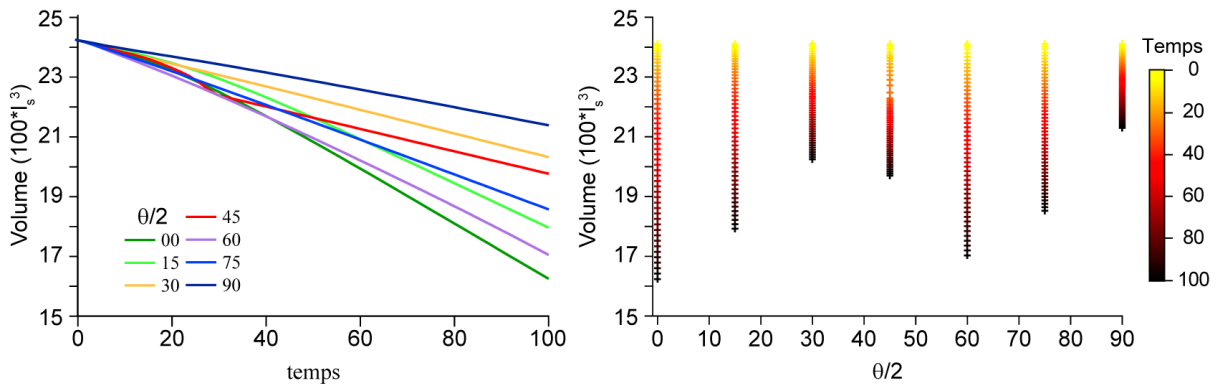


FIG. 5.23: Évolution du volume en fonction de θ .

Pour des valeurs de θ inférieures à 90° , les dunes atteignent une forme quasi stationnaire adaptée au régime de vent assez rapidement. Nous pouvons alors voir que l'angle entre les vents entraîne une diminution de la perte de sable. Les directions convergentes de vent permettent de compenser en partie la redistribution du sable vers les cornes, zones de perte de sable. Nous pouvons alors nous attendre à voir perdurer ces structures plus longtemps. Pour des angles supérieurs à 90° , la situation est différente. La forme d'équilibre (ou de quasi équilibre) met plus de temps à être atteinte. La dune reste plus longtemps inadaptée au régime de vent et la perte de sable est plus importante. Cette perte de sable a principalement lieu au niveau de la région en "tête de clou". Cependant, comme nous l'avons vu au cours de notre étude sur les champs de dunes et les barres de sable, une fois la forme d'équilibre atteinte, la structure apparaît relativement auto-suffisante et la perte de sable est faible. Dans le cas d'une séparation

angulaire de 180° , la perte de sable est très faible en raison de la résultante nulle des vents. La dune formée peut ainsi être rapprochée des dunes étoiles qui ont tendance à accumuler le sable environnant plus qu'à le perdre.

Hauteur Dans un premier temps, la disparition des bras se fait au profit de l'augmentation du volume du dos de la dune et d'une plus grande hauteur maximum. Le sable se concentre dans une forme plus compacte. Lorsque l'angle est suffisamment grand pour créer la pousse d'une pointe longitudinale, la hauteur maximale diminue au profit d'une elongation de la dune, par la pointe, dans le sens du vent moyen. Cependant, lorsque l'angle est de plus en plus important, la dune est maintenue très fine, le sable est concentré vers la crête centrale et la hauteur de la dune est de nouveau plus importante (FIG. 5.24).

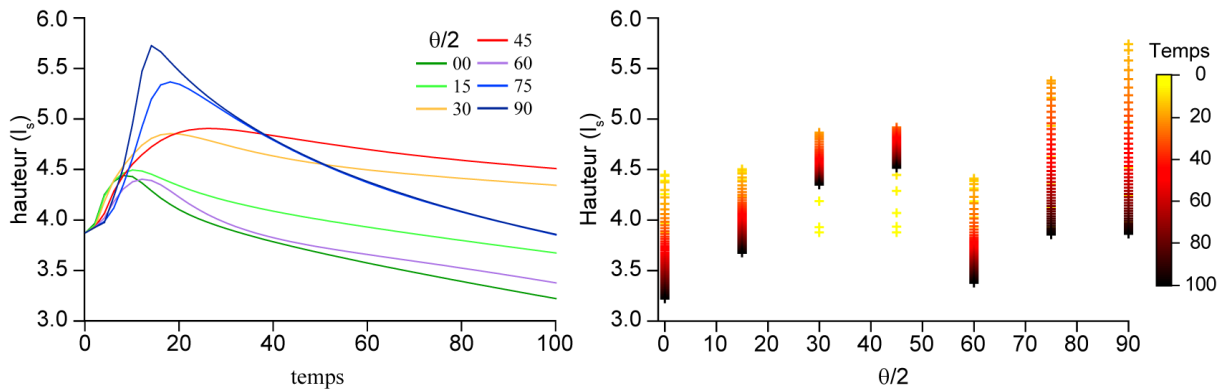


FIG. 5.24: Évolution de la hauteur en fonction de θ .

Largeur Nous pouvons regarder l'étalement des dunes perpendiculairement à la direction du vent moyen (FIG. 5.25). Pour des séparations angulaires relativement faibles, la diffusion latérale du flux est en partie contrebalancée par la concentration du sable créée par les deux directions de vent et la largeur totale de la dune diminue avec le rapprochement des cornes. Autour de 90° , lorsque les cornes se sont regroupées pour former la pointe alignée avec le vent moyen, l'arrière des dunes s'élargit en devenant une région potentielle de perte de sable. Enfin, quand le doigt se développe et que l'angle θ entre les deux vents devient important, les dunes s'affinent de nouveau au profit de l'extension de la structure longitudinale et en raison de la grande concentration du sable vers l'axe central.

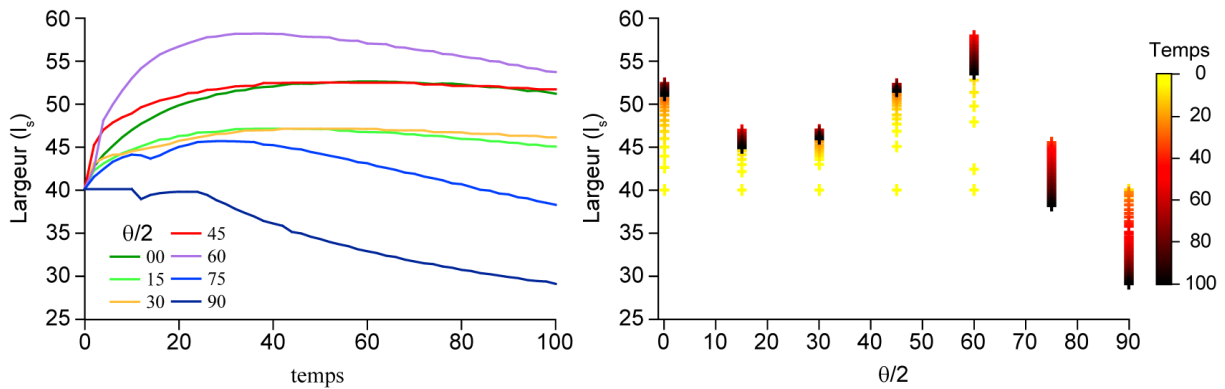


FIG. 5.25: Évolution de la largeur en fonction de θ .

Longueur et pousse du doigt Nous pouvons également nous intéresser à l'évolution de la longueur des dunes, mesurée dans le sens du vent moyen, au cours du temps en fonction de la valeur de l'angle entre les deux directions de vent. Cette évolution est présentée en figure 5.26. Tout comme pour la sélection de l'orientation que nous avons étudiée pour les champs de dunes (section 4.2.3), les dunes isolées présentées ici peuvent être séparées en deux catégories.

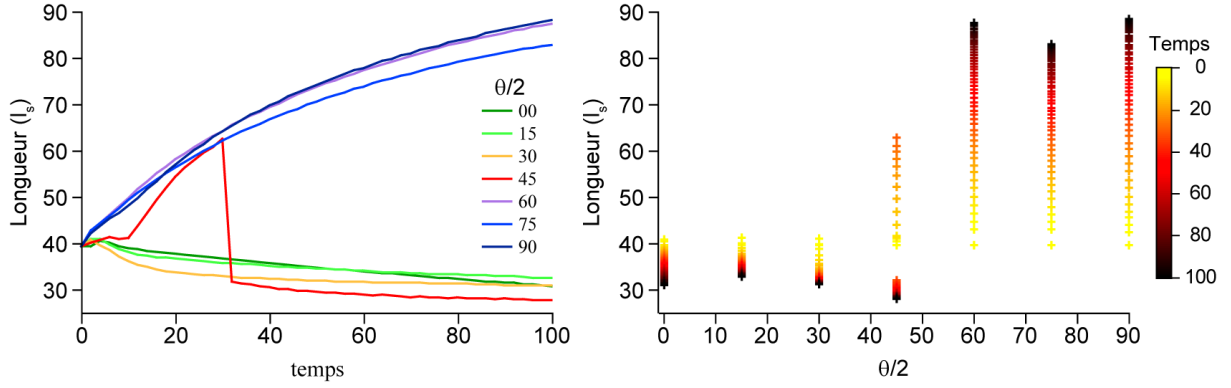


FIG. 5.26: Évolution de la longueur en fonction de θ .

Pour des valeurs de θ inférieures à 90° , la longueur diminue, globalement, légèrement et progressivement au fur et à mesure que la dune perd son sable. Pour des valeurs supérieures à 90° la dune s'allonge au cours du temps en raison du développement du doigt. Dans le cas de la simulation avec une valeur $\theta = 90^\circ$, nous commençons par voir une élongation de la dune suivie d'une brutale diminution de sa longueur. Cette variation brusque est liée à la rupture de l'extension longitudinale de la dune. Pour un tas de sable soumis à un vent changeant sa direction de 180° , il n'y a plus de direction d'advection, le vent moyen est nul. La structure s'allonge alors dans deux directions opposées simultanément. Il s'agit d'une dune appelée “*reversing dune*” (dune qui se retourne régulièrement et que nous qualifierons de *dune réversante*).

Vitesse de migration

Nous avons vu que la comparaison des vitesses de migration de barchanes sur le terrain (et donc pour une valeur Q_{sat} donnée) par rapport à celles des analogues expérimentaux ou numériques permet une remise à l'échelle temporelle de l'évolution de ces dernières. Il apparaît alors intéressant de regarder le comportement de ces dunes obtenues pour des régimes de vents différents et de comparer leur vitesse de migration relative.

L'étude numérique nous montre au premier ordre que la vitesse de migration dépend linéairement du vent moyen, projection de chacun des vents dans la direction de migration, direction du vent moyen. Cette relation se traduit par une variation en $\cos(\theta/2)$ de la vitesse de migration (FIG. 5.27), $\theta/2$ étant l'angle au vent moyen. Nous pouvons cependant voir que, par dessus cette relation linéaire, différents comportements sont observés.

Pour les faibles valeurs de θ , nous pouvons voir que la vitesse de l'arrière de la dune est légèrement supérieure à la vitesse de son avant. Ceci traduit la perte de sable de la dune et donc sa diminution de taille. Ce rapport de vitesse s'inverse pour des angles supérieurs à 90° , pour lesquels l'extension longitudinale se développe, étirant la dunes dans sa longueur.

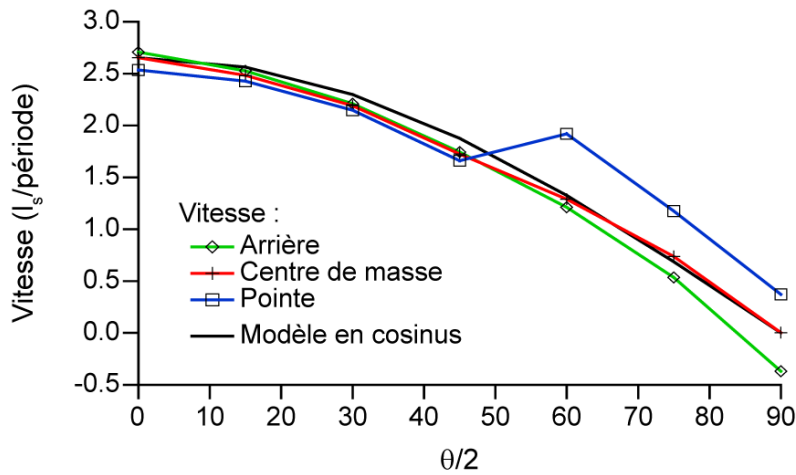


FIG. 5.27: Vitesse de migration des *barchanoïdes*. Nous représentons ici la vitesse de migration de l'arrière, du centre de masse et de l'avant (pointe) des dunes pour différentes valeurs de θ . Dans un premier temps, une dépendance globale en $\cos(\theta/2)$ est observée (courbe noire). Cependant, l'extrémité de l'extension longitudinale se déplace plus vite que la vitesse du centre de masse. Nous noterons que la vitesse de la pointe pour le cas $\theta = 90^\circ$ est prise ici après rupture de l'extension.

Dans le cas de la dune réversante la vitesse de migration du centre de masse est nulle. Le sable est concentré vers l'axe médian de la dune en raison des vents convergeants, ce qui maintient des pentes relativement élevées. Le sable est alors redistribué par diffusion vers les deux bords de la dune qui s'allonge simultanément vers l'avant et vers l'arrière (perpendiculairement aux deux vents) et ce de manière relativement symétrique.

L'élongation de la pointe longitudinale n'apparaît pas comme le fruit d'un ralentissement de la partie arrière de la dune par rapport au comportement en $\cos(\theta/2)$ attendu. Au contraire, c'est la vitesse de son extrémité qui apparaît plus rapide que la valeur attendue à partir de la résultante des vents. Par ailleurs, tout comme dans le cas des barchanes, des simulations et expériences réalisées pour des masses de sable initiales différentes nous donnent une décroissance de la vitesse de migration globale pour une augmentation de la masse à un angle donné. Il reste néanmoins à quantifier cette relation et à comparer les vitesses d'élongation de ces structures en fonction de leur masse.

5.4 Retour sur la stabilité et les champs de dunes

Tout d'abord, nous avons vu que les champs de dunes et les barres de sable isolées possèdent les mêmes solutions à long terme. Une barre transverse finit par se casser en barchanes tout comme un champ de dunes transverses fini par se casser en champ de barchanes. Nous pouvons remarquer que ce processus se met en place, pour les champs de dunes, lorsque le sol dur est atteint et que les conditions deviennent relativement similaires au cas de la barre transverse isolée. Ce dernier point souligne l'importance du flux de sable dans la stabilité des structures transverses. En revanche, les barres longitudinales sont stables dans leur domaine de formation et constituent donc la solution à long terme pour un champ de dunes ainsi que pour une barre isolée.

La dynamique obtenue pour des tas de sable isolés soumis à des régimes bimodaux de vents dont l'angle est supérieur à 90° permet également de revenir sur l'étude de stabilité. Cette croissance longitudinale montre une fois de plus le côté attracteur de cette morphologie pour des régimes de vents d'angle θ supérieur à 90° . Nous comprenons ici pourquoi la composante du vent alignée avec les dunes longitudinales que ce soit au sein d'un champ de dunes ou pour une simple barre de sable alignée dans la direction du vent moyen, n'entraîne pas de déstabilisation de ces dernières au point de changer leur morphologie. En effet, bien qu'une oscillation et une modulation de hauteur de la barre longitudinale est observée, signe d'une déstabilisation, celle-ci reste limitée. La pousse du doigt longitudinale nous montre que des structures séparées auraient tendance à se reconnecter. Ce phénomène reste plus important que l'action de la déstabilisation car le doigt se développe plus rapidement que l'arrière de la dune n'avance, et donc une dune longitudinale reste stable. Nous pouvons même prévoir, dans le domaine de formation des dunes longitudinales, la reconnexion de deux tas de sable initialement séparés et alignés dans le sens du vent. Ce phénomène de reconnexion est d'ailleurs visible au cours de l'évolution des champs de dunes longitudinales. En particulier, au début des expériences, il est possible de voir apparaître des doigts longitudinaux partout au sein du lit de sable. En s'étendant, ils se reconnectent avec ceux qui sont devant eux dans la direction du vent moyen. Ce processus structure le motif longitudinal et fait partie intégrante du développement du champ de dunes. Cette tendance à se reconnecter est également particulièrement visible au cours de la réorganisation d'un champ de dunes transverses vers un champ de dunes longitudinales suite à un changement du régime de vent comme nous l'avons vu sur la figure 5.16.

Notre travail sur la formation et la stabilité des dunes transverses et longitudinales a été compilé dans un article soumis et accepté par la revue *Geology*. Cette article est joint à ce manuscrit en annexe E.1.4.

Chapitre 6

Discussion

Les expériences et simulations que nous avons menées au cours de notre étude nous ont permis d'approfondir notre connaissance de la formation, de l'évolution et de la stabilité des dunes sous des régimes bimodaux de vents.

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons à rattacher nos résultats aux réalités de terrain. Nous verrons ce que les connaissances acquises par ce travail permettent de tirer de l'observation des formes dunaires sur les surfaces planétaires. Nous discuterons également de quelques pistes que nous n'avons que brièvement abordées et qui pourraient faire l'objet de futures études. Enfin, nous conclurons notre étude en résumant nos résultats et en les replaçant dans un contexte plus général.

Sommaire

6.1	Retour sur le terrain	144
6.1.1	Champs de dunes terrestres	144
6.1.2	Titan, une contrainte globale	146
6.1.3	Mars, des contraintes locales	149
6.2	Pistes et améliorations	151
6.2.1	Interaction avec le relief	151
6.2.2	Régimes de vent différents	152
6.2.3	Apport de sable	153
6.3	Conclusion	154

6.1 Retour sur le terrain

6.1.1 Champs de dunes terrestres

Nous présentons en figure 6.1 une comparaison de champs de dunes observés sur Terre avec des champs de dunes proposés comme analogues que nous avons obtenus en laboratoire et numériquement.

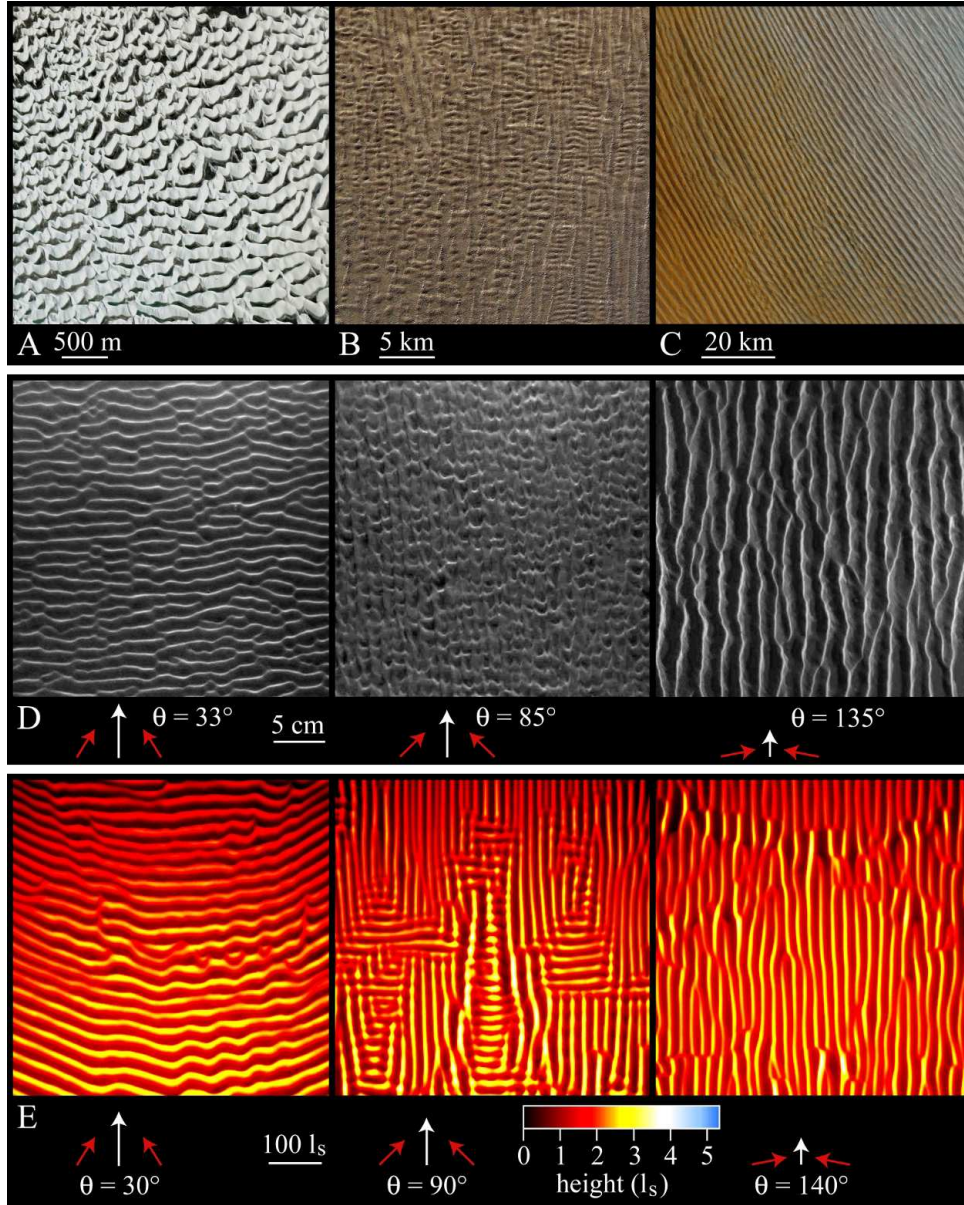


FIG. 6.1: **Comparaison avec le terrain.** Nous pouvons voir ici trois types de champs de dunes terrestres (A, B, C) associés à leurs analogues expérimentaux (D) et numériques (E).

Comme nous l'avons présenté dans les chapitres 2 et 3, l'équivalence sur le terrain des tailles des étendues et des structures que nous regardons avec nos expériences en laboratoire ou nos simulations numériques ne permettent pas de rendre compte directement des structures à très

grande échelle sur le terrain. De plus, nous travaillons ici sans apport de sable extérieur et sous des régimes de vent idéaux. Néanmoins, nous pouvons déduire de notre étude certaines tendances qui sont extrapolables à l'ensemble des champs de dunes. Bien que nous regardons ici des structures à des échelles différentes, nous pouvons nous attendre à ce que les processus à l'origine de leur formation soient identiques. Les temps de formation et les quantités de sable nécessaires sont évidemment différents mais il est légitime de penser que les régimes de vents qui forment ces structures restent comparables. Pour les mega-structures (motifs complexes faits de sous motifs superposés), l'observation des structures à petite échelle, en plus de l'organisation globale, nous permet d'avoir des indices sur les vents actuels. Ceux-ci peuvent correspondre aux composantes du régime de vent qui ont donné naissance à l'organisation globale du champ de dunes (mega-structure) ou ils peuvent nous renseigner sur l'évolution du régime de vent par rapport à celui relié à cette dernière. Les différentes échelles de taille, à l'opposé d'empêcher d'extrapoler nos résultats, nous permettent au contraire d'avoir accès à différentes échelles de temps d'évolution des structures.

Nous avons mis en évidence les domaines d'existence des champs de dunes transverses et longitudinales en fonction de la variation de l'angle entre les vents. Il est alors possible de faire le processus inverse. À partir d'observations de terrain et donc de l'organisation d'un champ de dunes, il est possible de remonter au type de régime de vent. Cependant, la dichotomie d'orientation observée au cours de notre étude implique qu'une valeur précise de l'angle θ ne peut être déterminée et seul le domaine de séparation angulaire peut être contraint. De plus, il est peu probable que le régime de vents soit parfaitement symétrique sur le terrain. Le changement de direction du vent peut être plus ou moins continu et la capacité de transport de sable peut varier pour chacune des directions. Ces régimes de vents peuvent former des dunes qui ne seront ni transverses ni longitudinales mais obliques. Néanmoins les différences de morphologies entre ces différents types de dunes nous permettent de contraindre le domaine de variations de direction du vent. La détermination de ce domaine d'existence peut dans certains cas être une contrainte forte.

Notre étude de la stabilité montre que, en l'absence de flux de sable extérieur, un champ de dunes évolue soit vers des dunes de types barchanes soit vers des dunes longitudinales. Plus précisément, nous avons montré que sous ces conditions les transverses ne constituent pas une solution stable à long terme. Ces résultats permettent d'expliquer les différences de morphologie observées entre dunes longitudinales et dunes transverses. Ces dernières apparaissent le plus souvent comme des barres de dunes barchanes accolées ("*barchan ridges*") et non pas comme des structures bien linéaires comme le sont les dunes longitudinales à grande échelle. Ces morphologies sont les traces de l'instabilité et stabilité de ces types de dunes. De plus, les différences d'étendues des champs de dunes longitudinales par rapport aux champs de dunes transverses sont liées à la différence de stabilité de ces deux types de structures. Alors que les dunes transverses apparaissent dépendantes d'un apport de sable extérieur pour perdurer, les dunes longitudinales sont stables et peuvent se développer sur de grandes durées. Si la quantité de sable disponible est suffisante et du fait que leur évolution n'est pas entravée par un phénomène d'instabilité, elles peuvent plus facilement former des mega-structures. Ceci se retrouve bien sur le terrain où des mega-dunes longitudinales formant des champs de dunes avec des longueurs d'onde kilométriques et pouvant s'étendre de manière cohérente sur des centaines de kilomètres sont observées.

6.1.2 Titan, une contrainte globale

La connaissance des vents proches de la surface de Titan est indispensable pour améliorer notre compréhension globale de ce satellite. De plus, elle est également importante dans le cadre de la préparation de futures missions spatiales d'exploration de Titan telles que celles proposant l'utilisation de ballons atmosphériques. À l'heure actuelle, seul des modèles de circulation générale (GCM) nous permettent d'y prédire les régimes de vents. Néanmoins, ces modèles doivent être confrontés avec des vérités de terrains afin de confirmer leurs prédictions. Sur Titan, aucune mesure des vents proche de la surface n'est pour le moment possible. Seul un profil acquis par la sonde *Huygens* lors de sa descente a permis une détermination localisée et à un instant donné de ces vents. En tant que structures éoliennes, les dunes apparaissent pouvoir apporter une contrainte sur ces vents de surface.

Afin de relier la morphologie des dunes aux vents qui les ont formées, il est nécessaire de connaître la nature des grains qui les constituent. Plus précisément, il faut connaître comment ces grains interagissent les uns avec les autres et comment le vent peut les mettre en mouvement. Malheureusement, les instruments de la mission *Cassini* permettent de contraindre leur composition (mélange d'organiques et de glace d'eau) mais ne suffisent pas pour en faire une détermination détaillée [Soderblom et al., 2007; Barnes et al., 2008] qui restera probablement en suspens jusqu'à la prochaine mission qui explorera la surface de Titan. Cependant, des expériences qui visent à contraindre les interactions de grains sous des conditions (température et pression) comparables à celles qui règnent à la surface de Titan sont actuellement mises en place [Burr and Greeley, Titan Dunes Workshop, 2009]. Ces expériences visent dans un premier temps à étudier le transport, seuil de saltation et reptation, ainsi que les angles d'avalanches pour des candidats potentiels de grains de sable (densité faible, composition cohérente avec les observations spectrales de dunes à la surface de Titan). Ces expériences, indispensables pour s'assurer que les phénomènes impliqués à la surface du satellite sont comparables avec ceux que nous avons utilisés ici, représenteraient une avancée supplémentaire vers la compréhension des dunes présentes à la surface de Titan.

En présence de cohésion entre les grains, les processus de formation seraient différents de ceux que nous avons vus dans notre étude. Dans ce cas, des analogues terrestres aux dunes observées sur Titan seraient par exemple les structures du bassin de *Qaidam* en Chine comme cela a été proposé par Rubin and Hesp [2009]. Les dunes n'y sont pas formées par accumulation de sable mais au contraire creusées, au niveau des interdunes, dans l'ancien bassin sédimentaire. Le vent qui forme ces structures, et qui serait donc requis sur Titan pour y observer des structures similaires, est principalement monodirectionnel et souffle suivant l'axe des dunes. Cependant, une analyse morphologique du type de dunes présentes dans le bassin de *Qaidam* reste nécessaire avant de pouvoir les valider comme analogues potentiels aux dunes présentes à la surface de Titan. Elles ont à première vue des rapports d'aspect (*longueur d'onde / hauteur*) différents de ceux des dunes observées sur Titan qui ont une longueur d'onde environ 10 fois plus grande que leur hauteur comme l'a montré le traitement par *radarclinométrie* des données de la mission *Cassini* [Radebaugh et al., 2008]. Cette valeur est comparable à celle mesurée pour les dunes longitudinales terrestres formées de sable sans cohésion telles que celles du désert de Namibie [Lancaster, 1989]. Il s'agit également de l'ordre de grandeur trouvé pour nos expériences en laboratoire et nos simulations numériques. De même, les pentes maximum déterminées pour Titan semblent plus correspondre au cas sans cohésion qu'au cas avec cohésion pour lequel elles peuvent atteindre des valeurs nettement plus importantes. De plus, les données des instruments *VIMS* et *radar* à bord de l'*orbiter Cassini* ont mis en évidence des différences de pentes

spectrales, de constante diélectrique et de rugosité qui suggèrent une différence de composition et/ou de taille de grains entre les dunes et les interdunes. Ce changement entre les dunes et les interdunes est courant pour les champs de dunes longitudinales sur Terre et joue lui aussi en faveur de structures formées par accumulation de sable sans cohésion. Nous pouvons d'ailleurs voir dans nos expériences et simulations que l'interdune se vide progressivement jusqu'à ce que l'ensemble des grains transportables aient été mobilisés et fassent partie des dunes. Ces similitudes morphologiquement augmentent notre confiance dans l'analogie des structures que nous avons reproduites avec celles observées sur Titan.

Nous présentons sur la figure ci-dessous (FIG. 6.2) une comparaison des observations radar des dunes à la surface de Titan avec des structures longitudinales reproduites expérimentalement et numériquement.

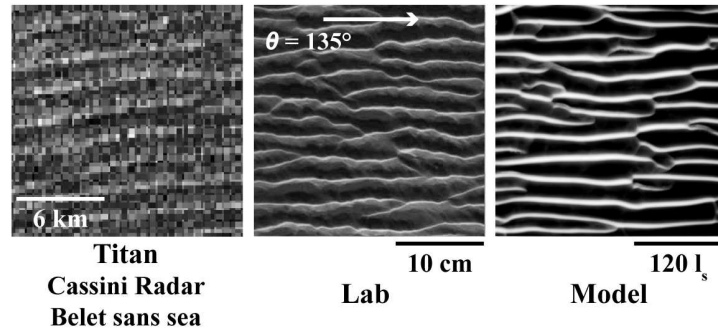


FIG. 6.2: **Comparaison Titan et modélisation.** À gauche, une image radar de *Belet*, région recouverte de dunes à la surface de Titan (*Cassini Radar*). Au centre et à droite, des dunes longitudinales proposées comme analogues obtenues expérimentalement et numériquement respectivement. L'angle de 135° utilisé ici ne constitue pas une détermination de la séparation angulaire des vents à la surface de Titan mais nous indique le domaine de valeur susceptible d'avoir formé ces dunes longitudinales.

Si les processus de formation sont bien similaires à ceux que nous avons modélisés au cours de notre étude, c'est à dire dans le cas de sable sans cohésion, la présence de dunes longitudinales apporte une contrainte forte sur le régime de vents. En effet, des variations de direction du vent supérieures à 90° , dans les régions où les dunes sont observées, ont été nécessaires pour entraîner leur formation. Or ces dunes sont présentes sur l'ensemble des régions équatoriales sous la forme de vastes champs ce qui résulte en une contrainte à l'échelle globale sur les modèles de vents. Se rajoute à cela que la grande *régularité* des dunes de Titan, en comparaison avec nos jeux d'expériences, semblent favoriser une formation sous un régime de vent dont la séparation angulaire est nettement au-dessus de la transition entre le domaine des dunes transverses et longitudinales. De plus, si ces dunes sont toujours actives, le régime de vent doit encore refléter à l'heure actuelle cette contrainte. Autrement, les dunes se déstabiliseraient progressivement pour former des structures transverses (ou plus généralement des structures indiquant une autre orientation) car, comme nous l'avons vu au cours de notre étude, les dunes longitudinales apparaissent instables en dehors de leur domaine de formation. Toutefois, les dunes longitudinales observées sur Titan sont des structures kilométriques et leur temps d'adaptation est par conséquent long. Il est de plus probable que des motifs secondaires à plus petite échelle se superposent à ces megadunes. Ces structures plus petites nous informeraient sur le régime de vents à des échelles de temps différentes et pourraient nous indiquer certains changements par rapport aux conditions liées à la formation du motif principal. Malheureusement, la résolution spatiale avec laquelle la

surface de Titan est imagée (de plusieurs centaines de mètres par pixel) ne nous permet pas de résoudre les structures à petites échelles. Une couverture avec une résolution suffisante ne pourra être effectuée que par une future mission vers ce satellite. Cependant, il a été montré [Le Gall, Titan Dunes Workshop, 2009] que les données radar suggèrent l'existence de structures secondaires dont la taille se situe entre la longueur de l'instrument (quelques centimètres) et la résolution spatiale de l'instrument.

Enfin, bien que les modèles de circulation générale (GCM) permettent maintenant de prévoir des variations de direction des vents compatibles avec la formation de dunes longitudinale par un régime de vent de type bimodal, une question reste en suspens [Tokano, 2007, 2008, et Newman, Titan Dunes Workshop, 2009]. Les modèles atmosphériques prévoient des séparations angulaires importantes, proches de 180° , en accord avec ce que semble indiquer notre étude mais l'orientation du vent moyen obtenu par ces GCM est opposée à ce que l'interprétation de l'interaction des dunes avec le relief semblait à première vue indiquer. Alors que les modèles prévoient des vents allant globalement de l'est vers l'ouest, les dunes ont été décrites comme s'étendant de l'ouest vers l'est. Toutefois, bien qu'observable sur Terre, l'interaction avec le relief n'a que très peu été étudiée de manière contrôlée à l'échelle des dunes. Dans le même temps, les modèles de circulation utilisent encore des résolutions en altitude assez faibles et décrivent difficilement les vents proche de la surface pour lesquels la topographie peut jouer un rôle important [Tokano, 2008]. Il serait alors intéressant, dans une future étude, de regarder en détail l'interaction des dunes avec des obstacles topographiques afin de confirmer (ou infirmer) les interprétations actuelles d'orientation des vents.

6.1.3 Mars, des contraintes locales

Sur Mars, la résolution spatiale des observations nous donne accès à la morphologie des structures jusqu'à la petite échelle des rides à la surface des dunes. Il est possible de s'intéresser aux dunes individuellement. Leurs observations nous autorise alors à dériver des contraintes locales sur les régimes de vents. Nous illustrons ceci par la figure 6.3 ci-dessous.

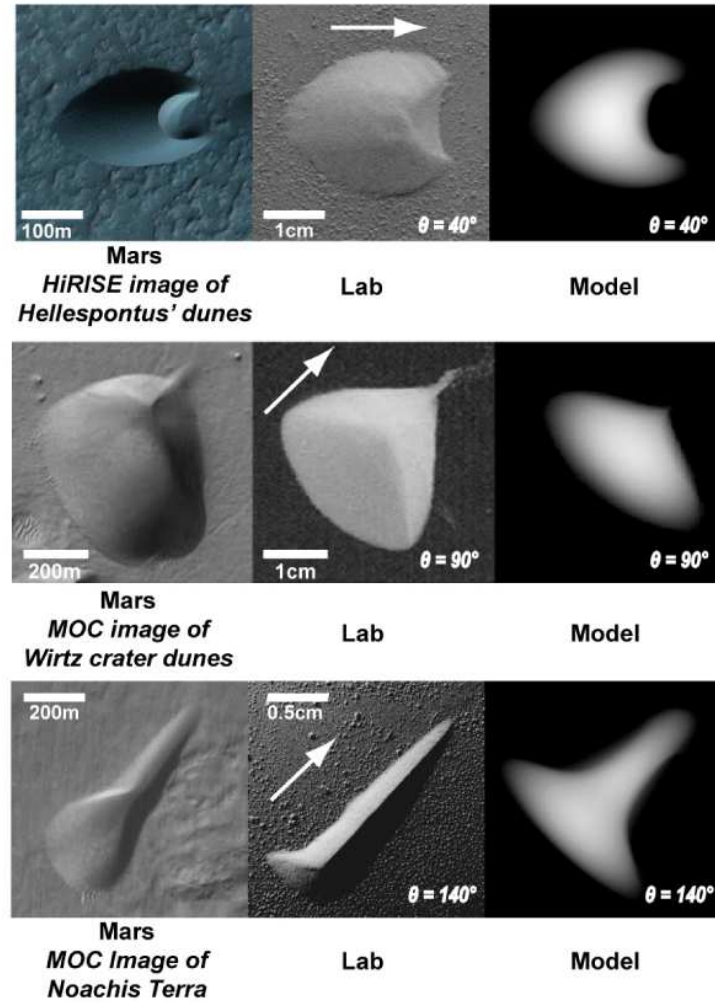


FIG. 6.3: **Comparaison Mars et modélisation.** Sur chaque ligne, nous présentons, à gauche, une dune observée à la surface de Mars (*HiRISE* et *MOC*) puis les analogues expérimentaux, au centre et numériques, à droite. Nous pouvons voir que, bien qu'idéalisée, la diversité de formes observées sur Mars peut être reproduite par notre approche et ce de manière contrôlée. Les valeurs de θ utilisées ici pour les analogues en laboratoire et numériques ne constituent pas une détermination précise mais nous indique le domaine de séparation angulaire susceptible d'avoir formé ces dunes.

Sur cette figure, nous pouvons voir que l'observation de la forme des dunes nous informe de la direction moyenne du vent qui peut être déduite de l'orientation des cornes ou points des structures. Ce type de travail a été entrepris par différentes équipes [Gardin et al., 2008; Hayward et al., 2009; Silvestro et al., 2009]. L'amélioration de notre connaissance sur la relation

entre les régimes de vents et la forme des dunes nous autorise également à avoir une idée de la variabilité de la direction des vents dans la région où un certain type de dunes est observé. Ainsi, il est possible de rapprocher les barchanes et barchanoïdes à des régimes de vents peu variables, les formes en *châtaigne* à des vents changeants et séparés d'un angle de l'ordre de $\theta = 90^\circ$ et les structures qui présentent une pointe allongée indiquent quant à elles des variations plus importantes de direction des vents. Il se rajoute à cela que l'observation de structures de tailles différentes, et donc intégrant les vents sur des temps caractéristiques différents, dans une même région peut nous renseigner sur les propriétés des régimes de vents sur des échelles de temps différentes. Il serait intéressant de généraliser ce type d'étude à l'ensemble des dunes et champs de dunes martiens afin de compléter les travaux précédents. Il serait entre autres envisageable d'améliorer l'interaction entre l'observation des dunes et les modèles de circulation *méso-échelle* développés pour Mars.

Bien évidemment, nous devons rappeler une fois de plus que nous regardons ici des régimes de vents idéaux et nos interprétations doivent être considérées en terme de vent efficace pour le transport de grains. Sur Mars, les dunes peuvent être recouvertes de glace de CO_2 une partie de l'année et le régime de vents réel ne correspond donc pas forcément à celui effectif qui fait évoluer les dunes. Les preuves d'activité (migration, retournement de crête) des dunes martiennes restent d'ailleurs faibles en comparaison de la documentation et du suivi dont elles font l'objet. Ceci pourrait impliquer un écart important entre les vents réels et les vents effectifs pour les dunes. Néanmoins, une étude de l'influence de régimes de vent plus complexes, tels que des régimes asymétriques, permettrait de rendre compte de morphologies non reproduites par le régime bimodal symétrique que nous regardons ici. De même, l'étude du rôle d'un apport de sable extérieur nous permettrait de compléter la liste de dunes analogues à celles observées sur Mars [Bourke, 2009].

6.2 Pistes et améliorations

Nous avons mentionné au cours de notre étude et de la discussion de son application aux observations de terrain un certain nombre de futures pistes d'étude. Une partie de ces pistes ont fait l'objet de tests préliminaires dont nous présenterons ici quelques résultats.

6.2.1 Interaction avec le relief

Comme nous l'avons mentionné dans le cas de Titan, l'interaction des dunes avec le relief est une question qui reste encore ouverte. Le rôle de la topographie sur la morphologie des dunes est pour l'instant connu par l'observation des dunes sur le terrain mais n'a pas encore été étudié de manière contrôlée. Nous avons modifié le modèle numérique de manière à pouvoir prendre en compte un relief non érodable. Des tests préliminaires ont été réalisés avec cette fonctionnalité. Une bosse dure a été introduite au sein du lit de sable initiale afin de voir son influence sur l'évolution des dunes à proximité de l'obstacle. La figure 6.4 illustre deux de ces simulations tests.

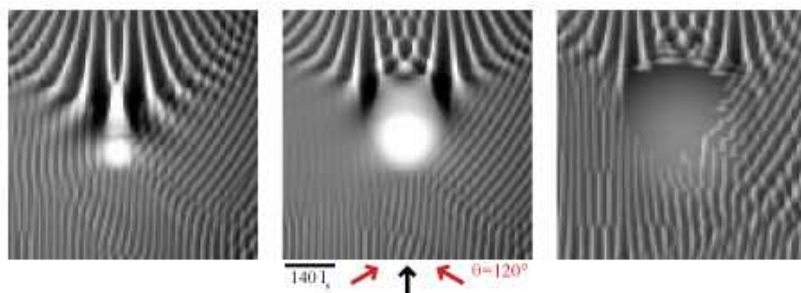


FIG. 6.4: **Interaction avec le relief.** Nous pouvons voir sur ces images la modification locale des structures en raison de la présence d'un obstacle dans des tests de simulation numérique avec prise en compte du relief. Le défaut que représente l'obstacle agit comme catalyseur qui entraîne un mûrissement plus rapide des structures derrière lui.

L'approximation hydrodynamique utilisée pour construire notre modèle et la limitation de recollement pour l'enveloppe de la bulle de recirculation nous empêche d'utiliser des reliefs qui présentent des pentes trop abruptes face au vent. Nous avons vu dans la section 2.6 que cette pente limite est de l'ordre de 40° en l'absence d'avalanche. Nous ne pouvons donc pas implémenter de reliefs tels qu'une falaise et nous devons pour l'instant nous contenter de topographies douces. Néanmoins, nous pouvons déjà voir que la présence de ces obstacles perturbe les structures alentour. Les flux de sable sont modifiés par ces bosses dures. Il se crée des zones de dépôt et d'érosion liées à ces dernières qui entraînent un mûrissement localement plus important. Alors que pour une bosse de rapport d'aspect important les dunes s'arrêtent à l'obstacle, celles-ci grimpent progressivement dessus lorsque la bosse est plus plate. Les formes observées à l'arrière des obstacles ne sont pas sans rappeler celles obtenues en soufflerie par Greeley and Iversen [1985] comme nous pouvons le voir sur la figure 6.5.

En plus de la limitation sur le type de relief implémentable, notre modèle numérique ne contient pas de circulation 3D de l'écoulement à proprement parler. Par exemple, il ne permet pas de former de *lee* dune sous un vent monodirectionnel qui serait défléchi par un obstacle topographique. Le montage expérimental permettrait une étude plus riche de l'interaction des dunes avec le relief et de la modification de leur morphologie. Il a notamment déjà été utilisé

pour reproduire un corridor de barchanes derrière une falaise jouant le rôle de réservoir de sable [Hersen, 2004a] et a permis de former des dunes “échos” à l’avant d’un obstacle.

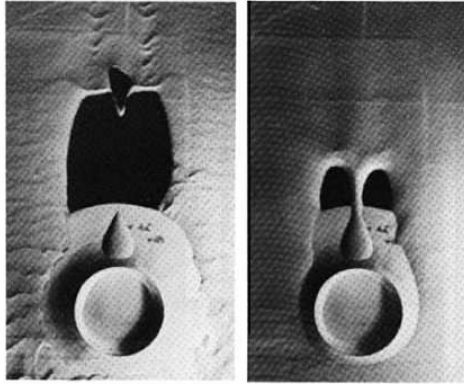


FIG. 6.5: **Interaction avec le relief.** Étude expérimentale de l’influence d’un obstacle sur l’érosion et la dépôt de sable sous l’action du vent [Greeley and Iversen, 1985].

6.2.2 Régimes de vent différents

Le montage expérimental ainsi que le modèle numérique autorisent l’utilisation de régimes de vent différents et plus complexes que les régimes bimodaux que nous avons utilisés ici. Le montage a, par exemple, déjà permis de reproduire des dunes étoiles sous l’action de vents alternant entre trois directions distinctes. Un travail similaire est facilement implémentable à partir de notre modèle numérique. Nous présentons sur la figure 6.6 un exemple de résultat de cette implémentation accompagné de dunes étoiles obtenues en laboratoire. Il est donc possible d’étudier ce type de dunes avec une approche similaire à la nôtre.

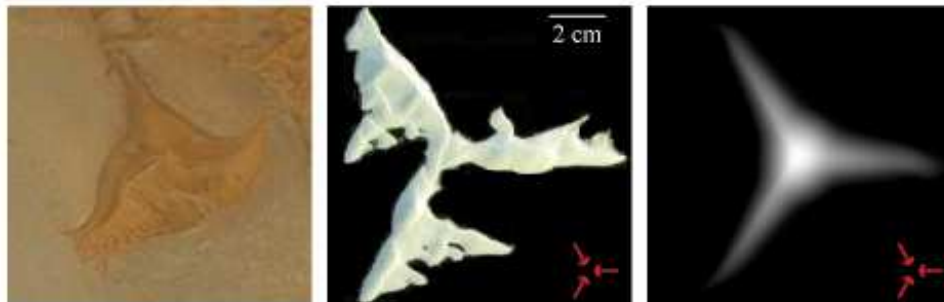


FIG. 6.6: **Dunes étoiles** sur le terrain (à gauche, google image), obtenue en laboratoire (au centre, photo fournie Raphaël Clément) et par notre modèle numérique (à droite). Les dunes étoiles expérimentale et numérique sont ici formées par trois directions de vent convergeantes. Le vent moyen est nul et les vents sont séparés d’un angle de 120° .

De même, il serait intéressant d’utiliser des régimes de vents asymétriques et d’étudier la modification des structures ainsi formées. Nous nous attendons par exemple à observer la formation de dunes obliques [Rubin and Ikeda, 1990]. Cependant, nous avons montré au cours de notre étude 4.3.2 que l’efficacité des vents décroît avec l’adaptation des dunes à ces derniers et que cela pouvait entraîner un décalage de l’angle θ de transition entre une organisation transverse et longitudinale d’un champ de dunes. Par conséquent, nous nous attendons également à

observer une relation différente de celle décrite par Rubin and Hunter [1987] pour l'orientation des dunes obliques en fonction du poids de chacun des vents. Le montage expérimental et le modèle numérique que nous utilisons ici représentent une fois de plus des outils idéaux pour mener ce travail.

6.2.3 Apport de sable

Sur le terrain, les dunes et champs de dunes ne peuvent souvent pas être considérés comme des systèmes isolés. Leur formation et leur évolution dépendent fortement de l'apport extérieur de sable. Nous avons, par exemple, vu que la déstabilisation des dunes transverses est liée au fait que le plateau dur est atteint et que la quantité de sable mobilisable et échangée pour nourrir les structures diminue considérablement. Il apparaît indispensable d'étudier le rôle de l'apport de sable sur les structures pour améliorer notre compréhension des dunes. Au cours de notre étude, nous avons commencé à explorer cette piste et nous avons développé deux dispositifs d'apport de sable. L'un permet une distribution de sable le long d'une ligne et l'autre permet un apport en un point. Ces deux distributeurs fonctionnent avec un principe de distribution de sable par vibration. Ces dispositifs, bien que souffrant de quelques problèmes techniques (régularité de l'apport et quantité de sable disponible) ont fait l'objet d'expériences tests. Le distributeur de sable suivant une ligne a, par exemple, permis de former un *proto-champ* de dunes longitudinales dont nous présentons une photo en figure 6.7. De manière similaire, l'introduction de points sources (qui distribuent du sable) dans le modèle numérique peut nous permettre de regarder en détail le rôle de l'apport de sable dans la formation et la stabilité des dunes.

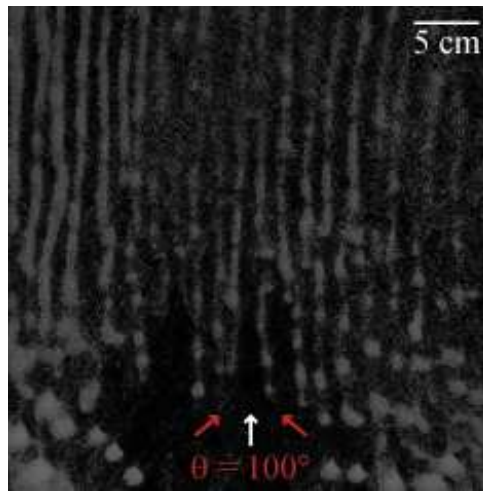


FIG. 6.7: **Champs de longitudinales par apport de sable.** Nous pouvons voir sur cette photo un champ de dunes longitudinales formé par apport régulier de sable à partir d'un plateau initialement vide.

6.3 Conclusion

Au cours de notre étude, nous nous sommes intéressés à l'influence d'un régime bimodal et symétrique de vents. Nous avons rencontré différentes morphologies que nous rappelons ici. Pour cela, nous les représentons sous la forme du diagramme de phase présenté en figure 6.8. Nous y donnons, pour chaque type de conditions initiales étudiées, les formes obtenues en fonction de l'angle θ entre les deux directions de vents.

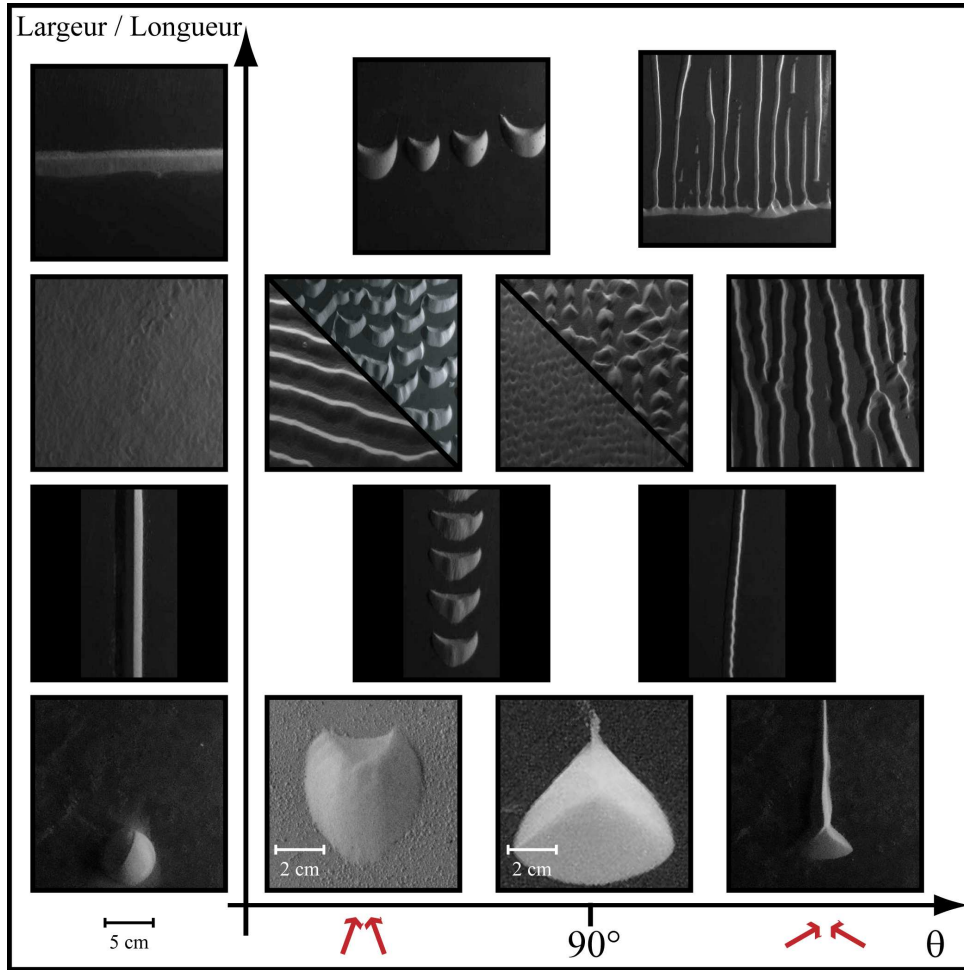


FIG. 6.8: Diagramme de phase : un résumé des résultats.

Nous avons donc vu que, sous ces conditions de vents, deux orientations de structures se développent au sein d'un lit de sable. Des structures transverses, perpendiculaires au vent moyen, se forment pour des valeurs faibles de l'angle θ et des structures longitudinales, parallèles au vent moyen, pour des angles θ importants. La transition entre ces deux modes a lieu vers 90° qui constitue un domaine où les deux orientations cohabitent.

Nous avons montré une différence de mûrissement entre les dunes transverses et les dunes longitudinales au sein des champs de dunes. Ceci a permis de mettre en avant la différence de dynamique des ces deux types de structures. Pour les dunes transverses, le vent sert au mûrissement et à l'advection des structures alors que pour les dunes longitudinales, il ne sert principalement qu'au mûrissement du motif. Cette différence de mûrissement a également mis

en évidence une baisse d'efficacité du vent en fonction de l'adaptation de la structure au vent qu'elle subit. Ce point a permis de discuter de la validité des études précédentes en montrant que la valeur de l'angle pour laquelle la transition avait lieu dépendait de la période du régime de vent choisie.

L'étude de barres de sables nous a permis de revenir sur les deux états solutions à long terme obtenus pour les champs de dunes. Nous avons ainsi pu étudier la stabilité des dunes transverses et longitudinales. En l'absence d'un apport de sable les structures transverses apparaissent instables à long terme et donnent naissance à des dunes barchanes en se déstabilisant et se cassant. En revanche, nous pouvons supposer qu'un apport de sable tendra à stabiliser et régulariser une barre transverse comme nous pouvons le voir au cours de l'évolution de nos champs de dunes transverses et comme cela semble être parfois observé sur le terrain. Les dunes longitudinales restent stables à long terme et ce même isolées. Cette différence de stabilité appuie le côté attracteur des dunes barchanes (et barchanoïdes) et des dunes longitudinales dans leur domaine de régime de vents respectif. De plus, nous avons montré qu'en dehors de leur domaine de formation les champs de dunes transverses et longitudinales n'étaient pas stables et qu'ils se réorganisaient pour s'adapter au régime de vent.

L'étude de tas de sable isolés nous a montré qu'il existe une transition morphologique de la barchane vers la dune longitudinale pour des valeurs croissantes de θ entre les vents. Nous avons pu observer la dynamique, inédite en laboratoire, d'un tas de sable développant un doigt s'allongeant dans le sens du vent moyen pour des régimes de vent qui correspondent au domaine de formation des dunes longitudinales. Cette élongation, plus rapide que la migration attendue pour le tas de sable, renforce la stabilité des dunes longitudinales et montre, avec les résultats précédents, qu'une dune longitudinale est auto-suffisante. Cette structure tend à apparaître et ce quelle que soit la condition initiale, dès que le régime de vent est favorable.

Ces résultats ont ensuite été mis en parallèle avec l'observation de dunes sur le terrain que ce soit dans le cas des dunes terrestres que nous pouvons étudier *in situ*, ou des vastes champs de dunes à la surface de Titan et des barchanoïdes martiennes pour lesquelles seul des observations à distance sont accessibles. Notre travail nous a fourni des considérations générales sur les morphologies rencontrées ainsi que les clés pour dériver des contraintes globales ou locales pour comprendre les régimes de vents pour lesquels les mesures directes ne sont pas accessibles.

Enfin, je me suis efforcé tout au long de cette étude de situer mon travail à l'interface de différentes communautés scientifiques travaillant sur ou avec les dunes dans le but d'échanger et d'apprendre de chacune de ces communautés ainsi que de les rapprocher. Ce travail m'a amené à côtoyer des chercheurs en sciences planétaires, en physique, en géologie, en sédimentologie, en dynamique atmosphérique ainsi que des instrumentalistes. L'interaction avec chacune de ces communautés a permis de construire cette étude qui, je l'espère, intéressera chacune d'entre elles.

Annexe A

Champs de dunes : Petit montage expérimental

Dans cette annexe, nous présentons les champs de dunes réalisés avec le montage expérimental de plus petite taille pour des régimes bimodaux de vents (FIG. A.1). La valeur de l'angle θ , entre les deux directions de vents, utilisé pour chacune de ces expériences est indiqué au-dessus de chaque image. Les photos montrées ici correspondent à l'état des lits de sable après 150 périodes du régime bimodal de vents. Tout comme dans le cas de notre étude principale, une période est constituée de 2 aller-retours du chariot dans chacune des directions de vent, soit un cycle total de 4 mouvements élémentaires.

Ces expériences ont permis de mettre en évidence la nécessité d'une zone non affectée par les effets de bord plus importante pour l'étude des champs de dunes afin que la dynamique ne soit pas contrainte par celui-ci. Elles ont également permis de faire les premiers tests de traitement qui ont montré le besoin d'un éclairage homogène au cours des expériences ainsi que celui d'une reconstruction du profil de hauteur.

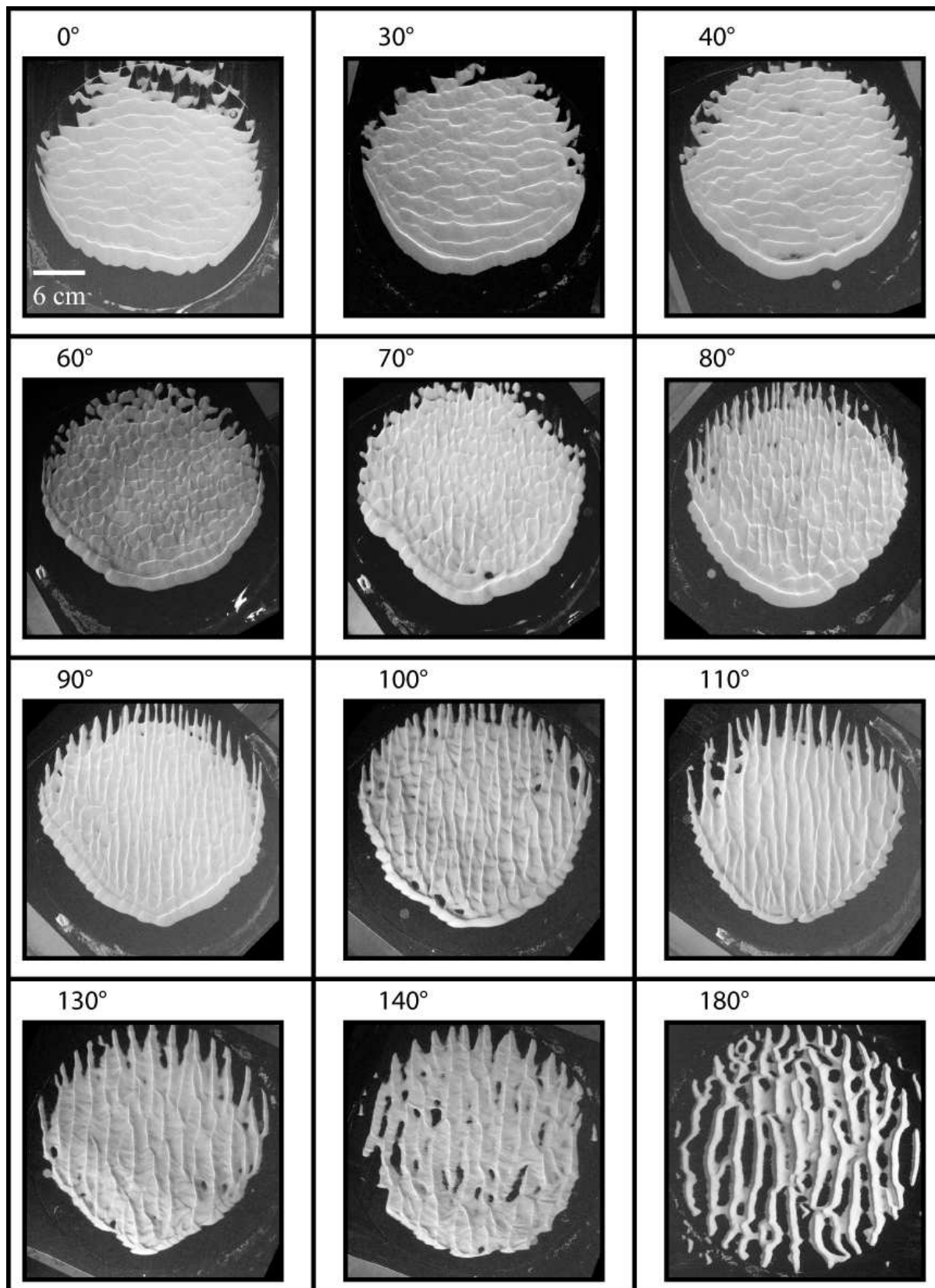


FIG. A.1: Champs de dunes : Petit montage expérimental.

Annexe B

Profils 3D

Dans cette annexe, nous présentons les profils 3D reconstruits à l'aide de la procédure de scan par nappe laser présentée dans la section 3.3.2. Ces profils ont été utilisés pour nos études par transformée de Fourier qui nous ont par exemple servi pour déterminer l'orientation principale des structures (FIG. 4.6) ou encore construire l'indicateur Γ servant à quantifier la stabilité des champs de dunes (FIG. 4.22).

La reconstruction du profil de hauteur a été réalisée à deux reprises au cours des expériences sur les champs de dunes. Une première fois après 60 périodes du régime de vent puis à la fin des expériences, au bout de 240 périodes. Les résultats des reconstructions sont présentés, accompagnés de photos correspondantes, pour ces deux périodes dans les figures qui suivent (FIG. B.1, B.2 et B.3 pour la période 60 et FIG. B.4, B.5 et B.6 pour la période 240).

Sommaire

B.1 Période 60	160
B.2 Période 240	161

B.1 Période 60

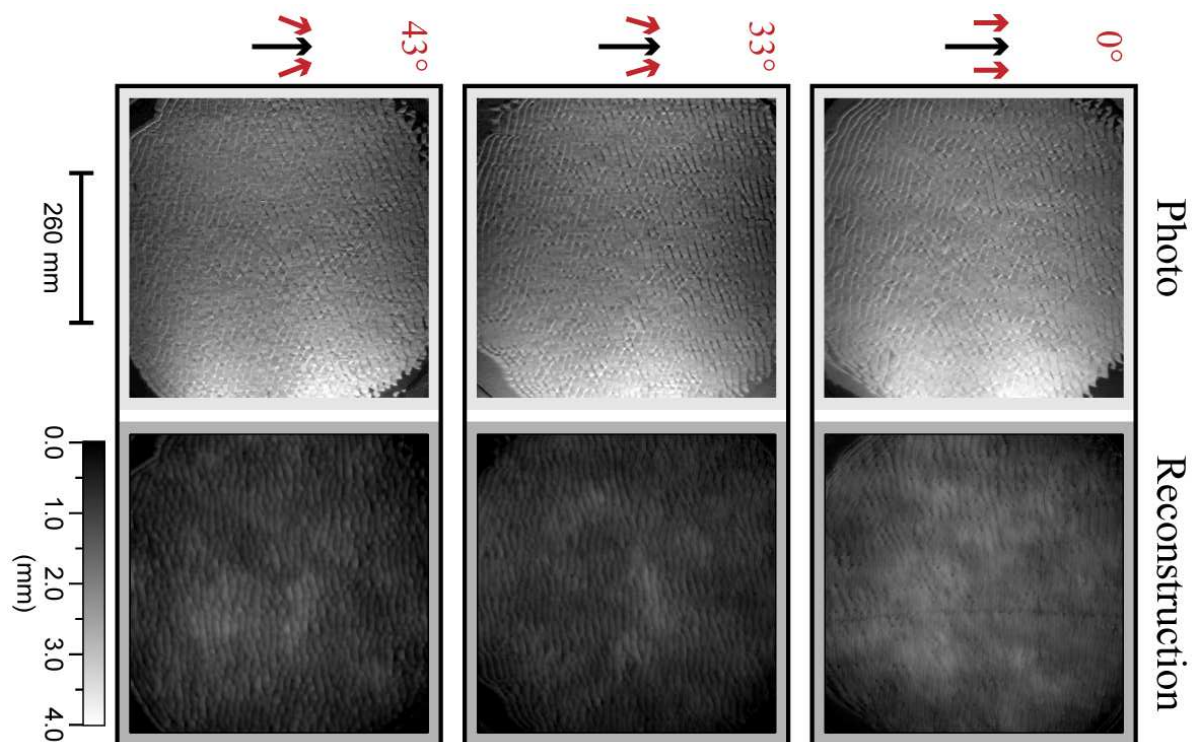


FIG. B.1: Photos et profils 3D : période 60 (1).

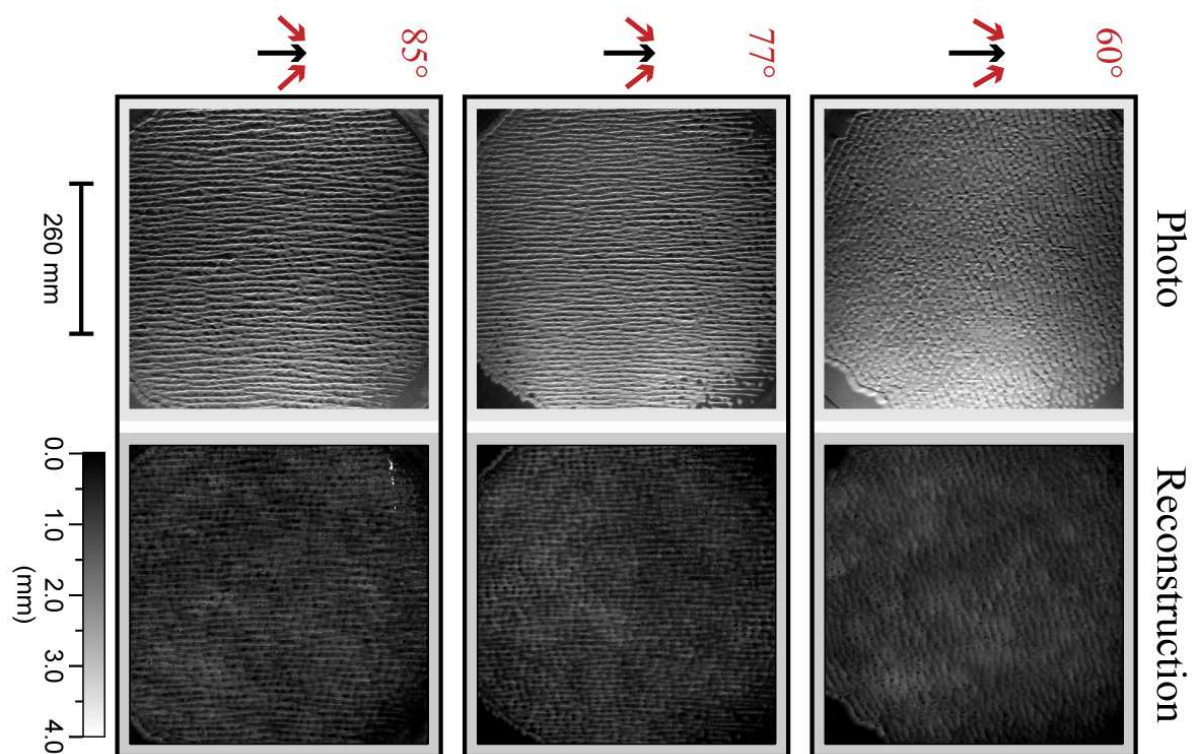


FIG. B.2: Photos et profils 3D : période 60 (2).

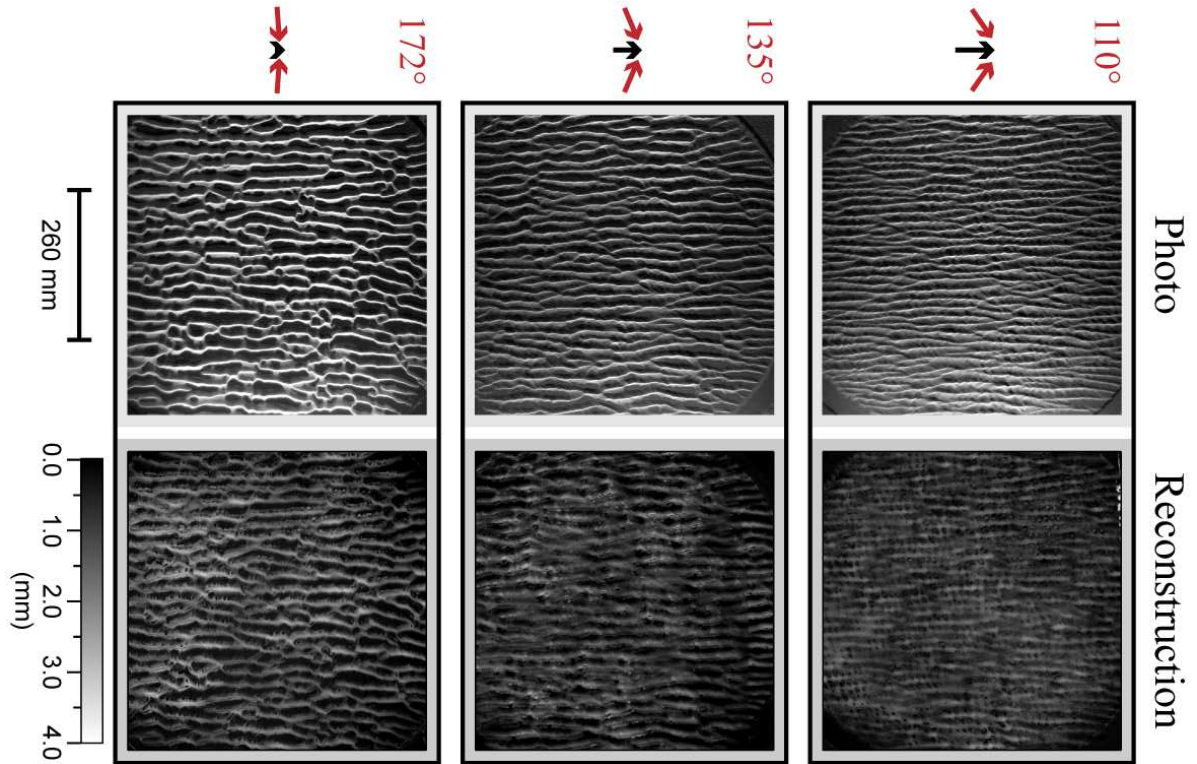


FIG. B.3: Photos et profils 3D : période 60 (3).

B.2 Période 240

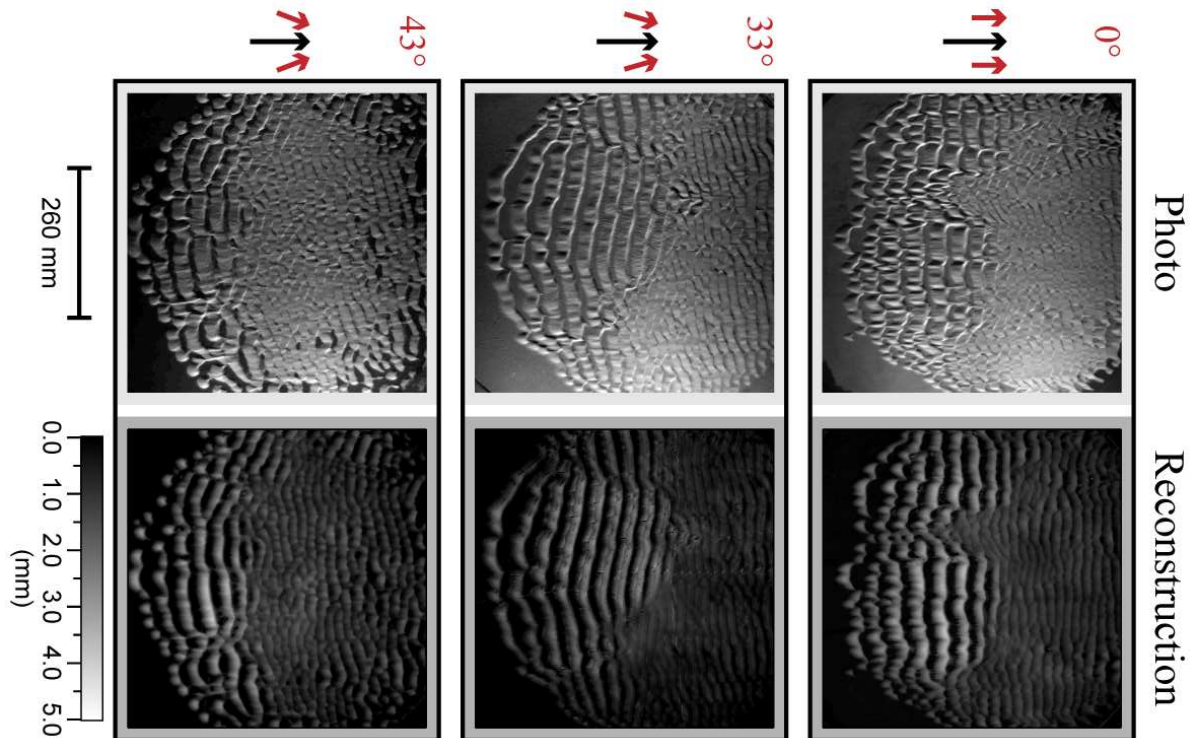


FIG. B.4: Photos et profils 3D : période 240 (1).

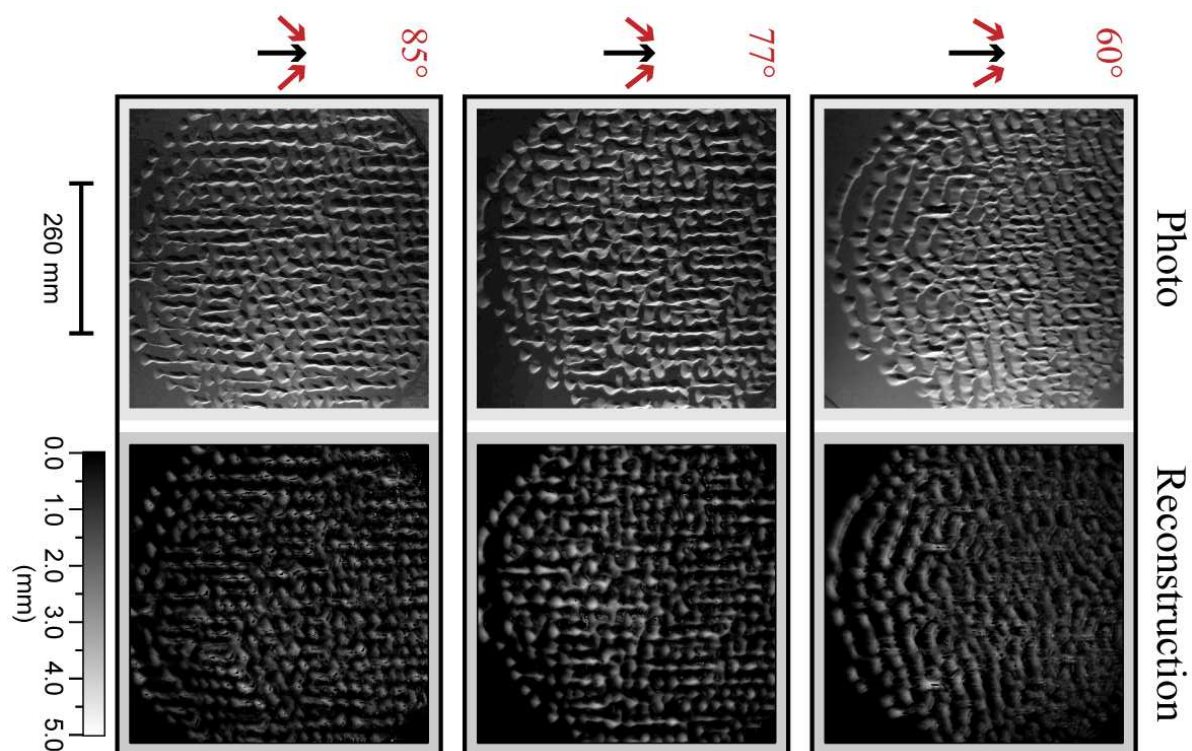


FIG. B.5: Photos et profils 3D : période 240 (2).

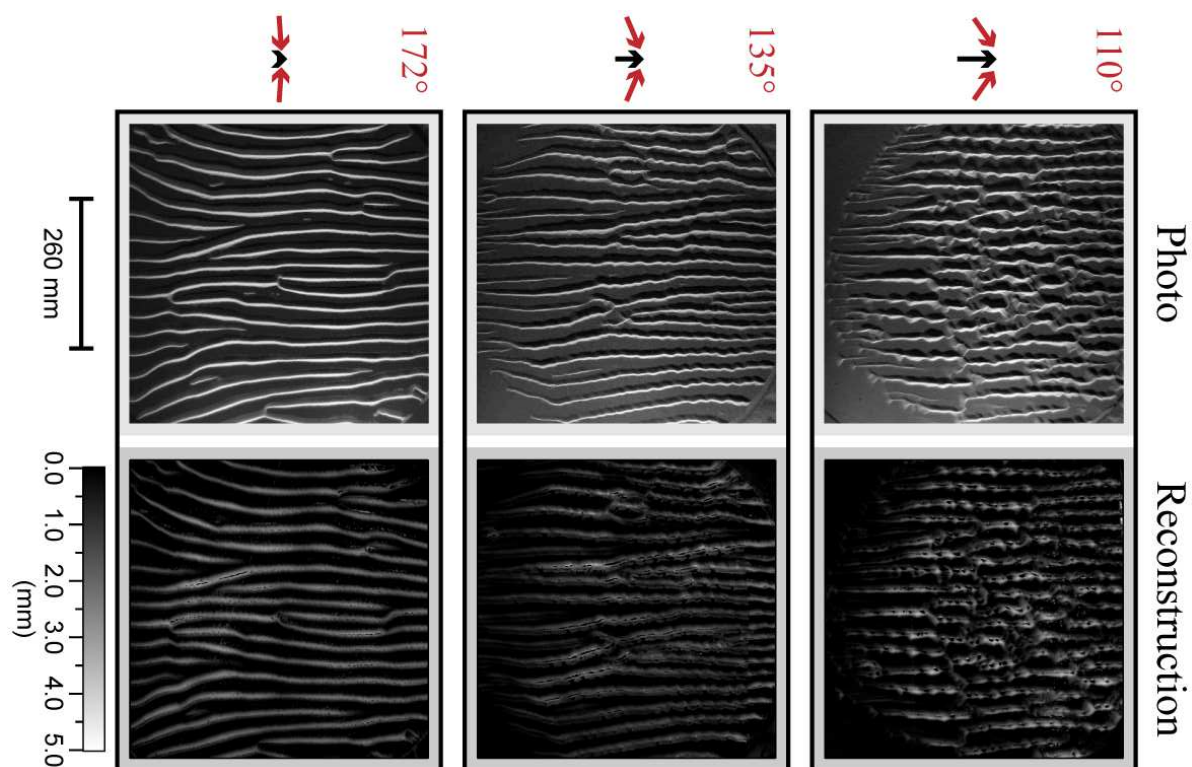


FIG. B.6: Photos et profils 3D : période 240 (3).

Annexe C

Films

Dans cette annexe se trouve des films réalisés pour une partie de nos expériences en laboratoire ainsi qu'un film présentant la transition de morphologie pour les barchanoïdes numériques. Pour les versions électroniques de ce manuscrit, le visionnage de ces films peut se faire directement au sein du fichier au format *pdf*. Certains lecteurs de fichier au format pdf ne disposent cependant pas de cette fonctionnalité. Les versions récentes du logiciel *Acrobat Reader* offrent cette possibilité pour l'ensemble des plateformes (bien qu'il passe nécessairement par un lecteur externe sous Linux).

Pour les versions papier du manuscrit, cette annexe sera vue comme une compilation de l'état final caractéristique de nos différentes expériences en laboratoire.

Sommaire

C.1 Films de champs de dunes	164
C.1.1 Film d'évolution d'un champ de dunes transverses	164
C.1.2 Film d'évolution d'un champ de dunes longitudinales	165
C.1.3 Film d'évolution d'un champ de dunes intermédiaire	166
C.1.4 Film d'évolution vers un champs de dunes paraboliques	168
C.2 Films de barres de sable	169
C.2.1 Films d'évolution d'une barre de sable longitudinale	169
C.2.2 Films d'évolution d'une barre de sable transverse	171
C.3 Films de dunes isolées	173
C.3.1 Expérience en laboratoire : Vent monodirectionnel	173
C.3.2 Expérience en laboratoire : $\theta = 120^\circ$	174
C.3.3 Simulation numérique : <i>Morphing</i>	175

C.1 Films de champs de dunes

C.1.1 Film d'évolution d'un champ de dunes transverses

Nous pouvons voir dans ce film la formation et l'évolution d'un champ de dunes transverses. L'expérience utilisée correspond à celle présentée par la figure 4.11 dans la section 4.3.1.

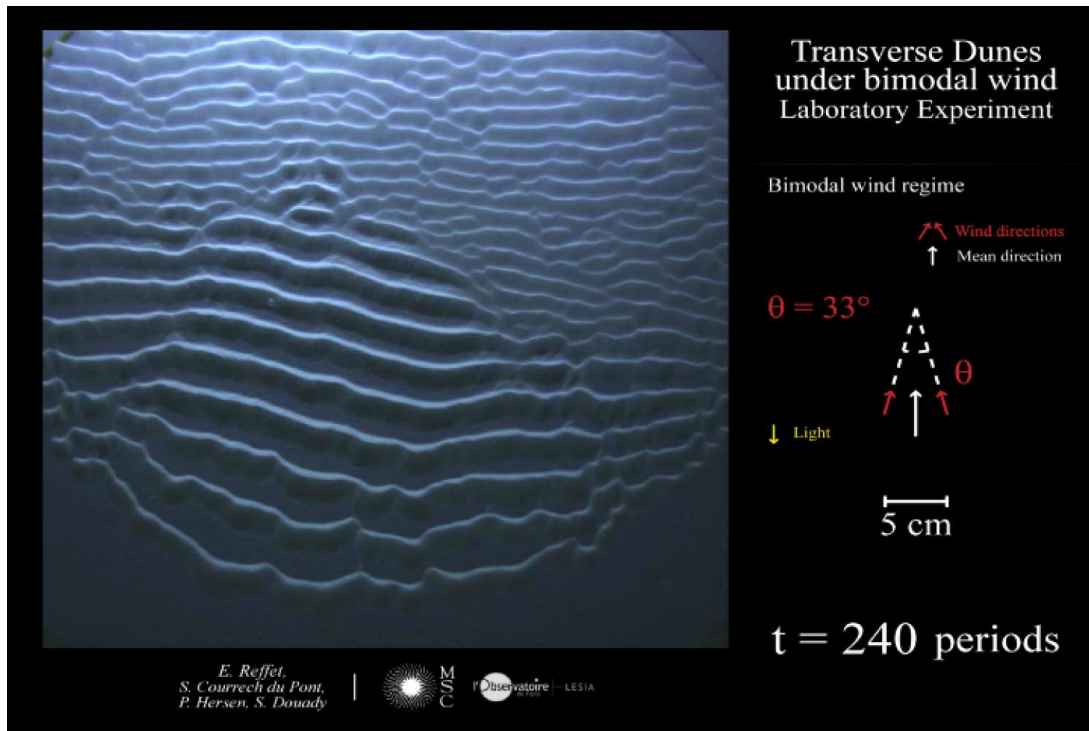


FIG. C.1: **Film 1** : Champ de dunes transverses.

C.1.2 Film d'évolution d'un champ de dunes longitudinales

Nous pouvons voir dans ce film la formation et l'évolution d'un champ de dunes longitudinales. L'expérience utilisée correspond à celle présentée par la figure 4.12 dans la section 4.3.1.

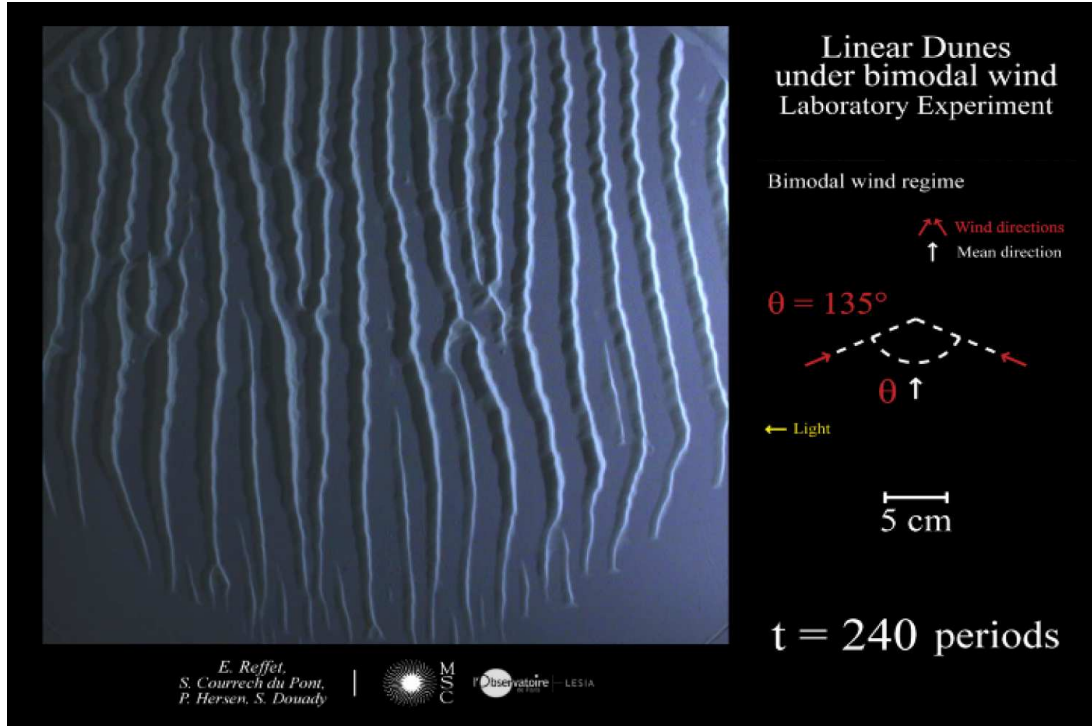


FIG. C.2: **Film 2** : Champ de dunes longitudinales.

C.1.3 Film d'évolution d'un champ de dunes intermédiaire

Nous pouvons voir dans ces films la formation et l'évolution d'un champ de dunes pour lequel les deux orientations de structures sont présentes. La présence des deux orientations, transverse et longitudinale, est soulignée par l'utilisation de deux orientations d'éclairage différentes. L'expérience utilisée ici correspond à celle présentée par la figure 4.13 dans la section 4.3.1.

Éclairage favorisant les structures transverses

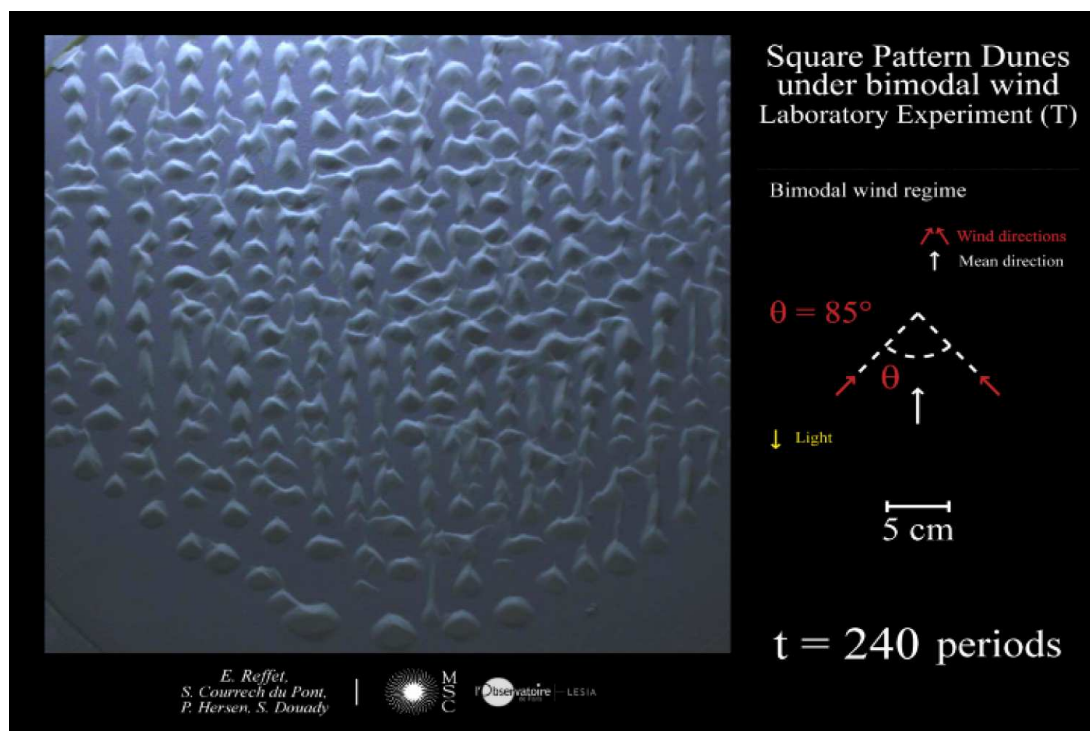


FIG. C.3: **Film 3** : Champ de dunes intermédiaire (éclairage 1).

Éclairage favorisant les structures longitudinales

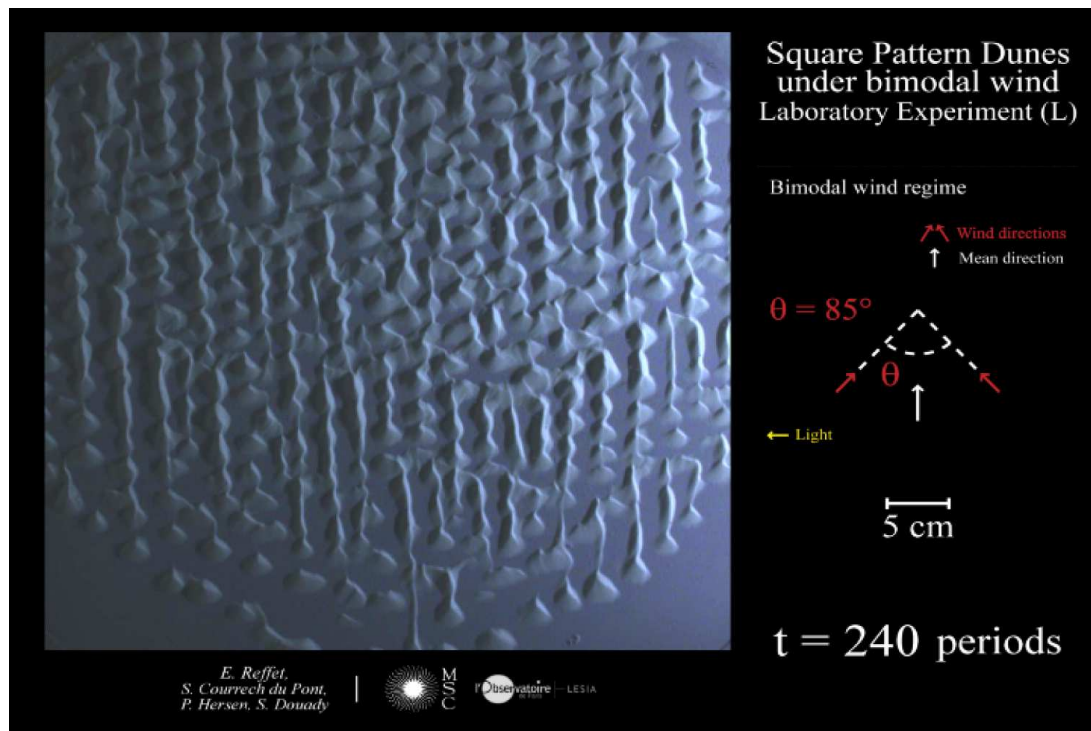


FIG. C.4: **Film 4** : Champ de dunes intermédiaire (éclairage 2).

C.1.4 Film d'évolution vers un champs de dunes paraboliques

Nous pouvons voir dans ce film la formation et l'évolution d'un champ de dunes transverses vers un champ de dunes paraboliques. L'expérience montrée ici correspond à celle présentée par la figure 4.25 dans la section 4.5.

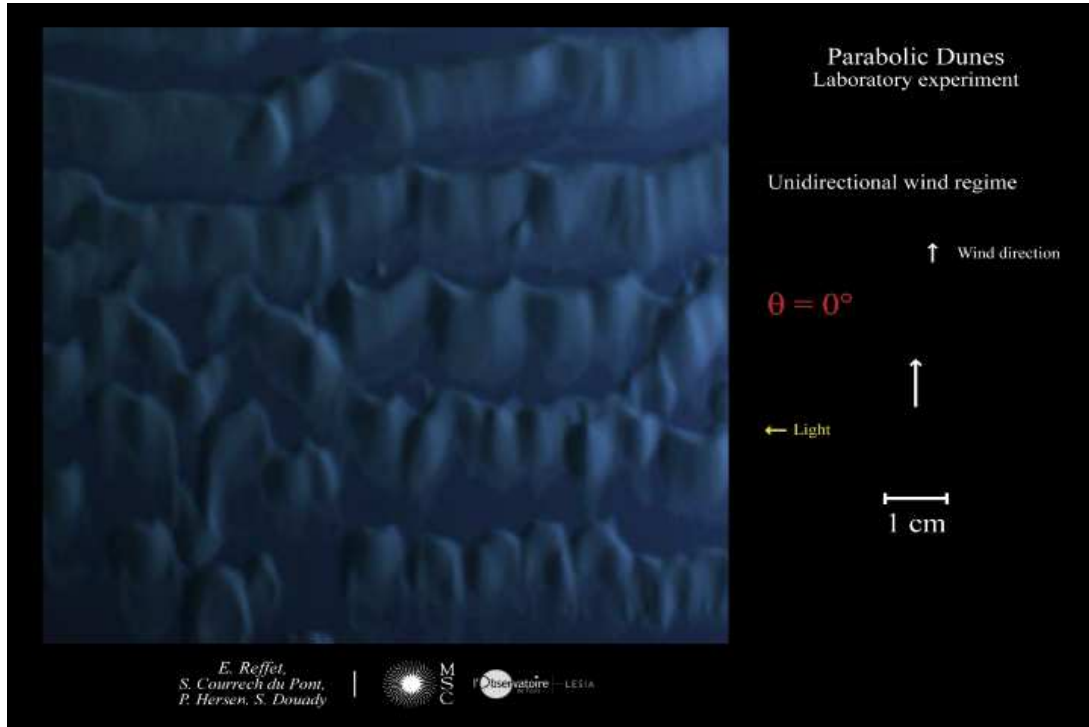


FIG. C.5: **Film 5** : Vers un champ de dunes paraboliques.

C.2 Films de barres de sable

C.2.1 Films d'évolution d'une barre de sable longitudinale

Angle faible : $\theta = 25^\circ$

Film de la déstabilisation d'une barre longitudinale sous un régime bimodal de vents de faible séparation angulaire. L'expérience utilisée correspond à celle présentée par la figure 5.1 dans la section 5.2.1.

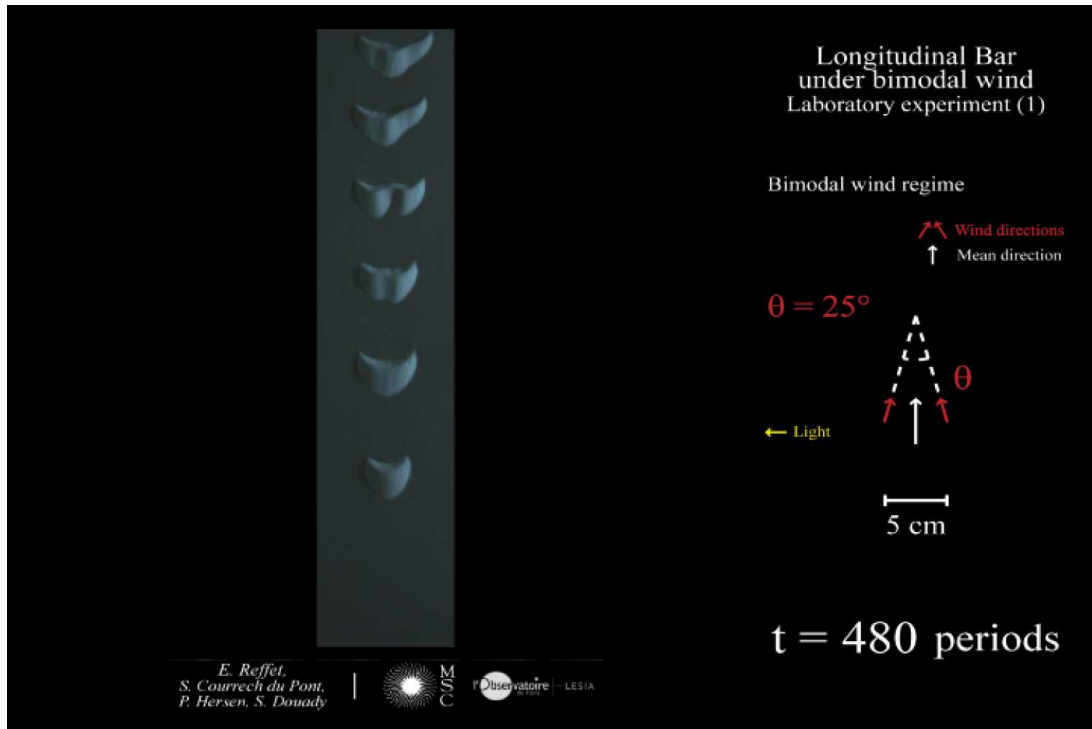


FIG. C.6: **Film 6** : Barre longitudinale, angle faible.

Angle important : $\theta = 145^\circ$

Film montrant la stabilité d'une barre longitudinale sous un régime bimodal de vents de grande séparation angulaire. L'expérience utilisée correspond à celle présentée par la figure 5.3 dans la section 5.2.1.

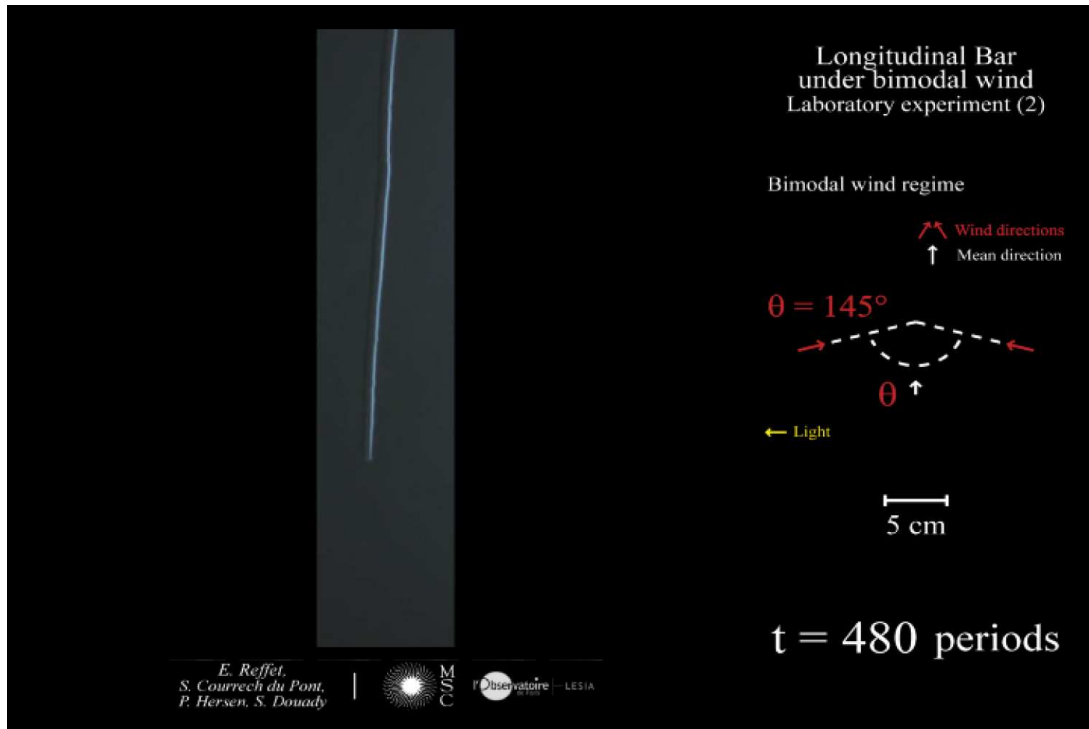


FIG. C.7: **Film 7** : Barre longitudinale, angle important.

C.2.2 Films d'évolution d'une barre de sable transverse

Angle faible : $\theta = 25^\circ$

Film de la déstabilisation d'une barre transverse sous un régime bimodal de vents de faible séparation angulaire. L'expérience montrée correspond à celle présentée par la figure 5.9 dans la section 5.2.2.

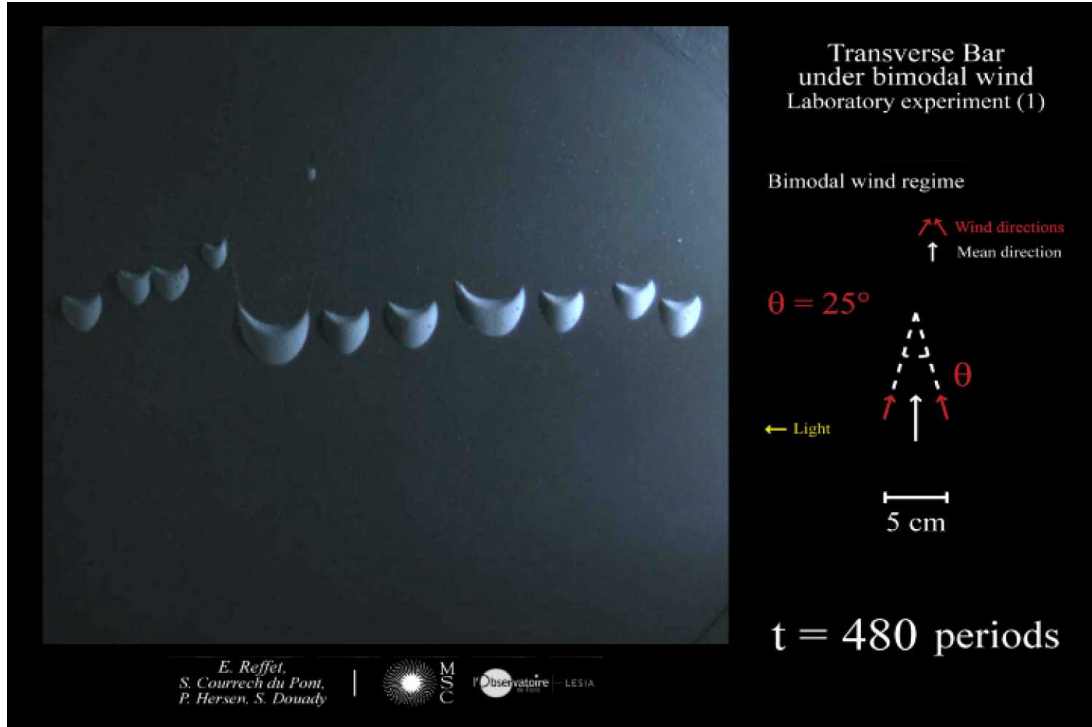


FIG. C.8: **Film 8** : Barre transverse, angle faible.

Angle important : $\theta = 145^\circ$

Film de la déstabilisation d'une barre transverse sous un régime bimodal de vents de séparation angulaire importante. L'expérience montrée correspond à celle présentée par la figure 5.11 dans la section 5.2.2.

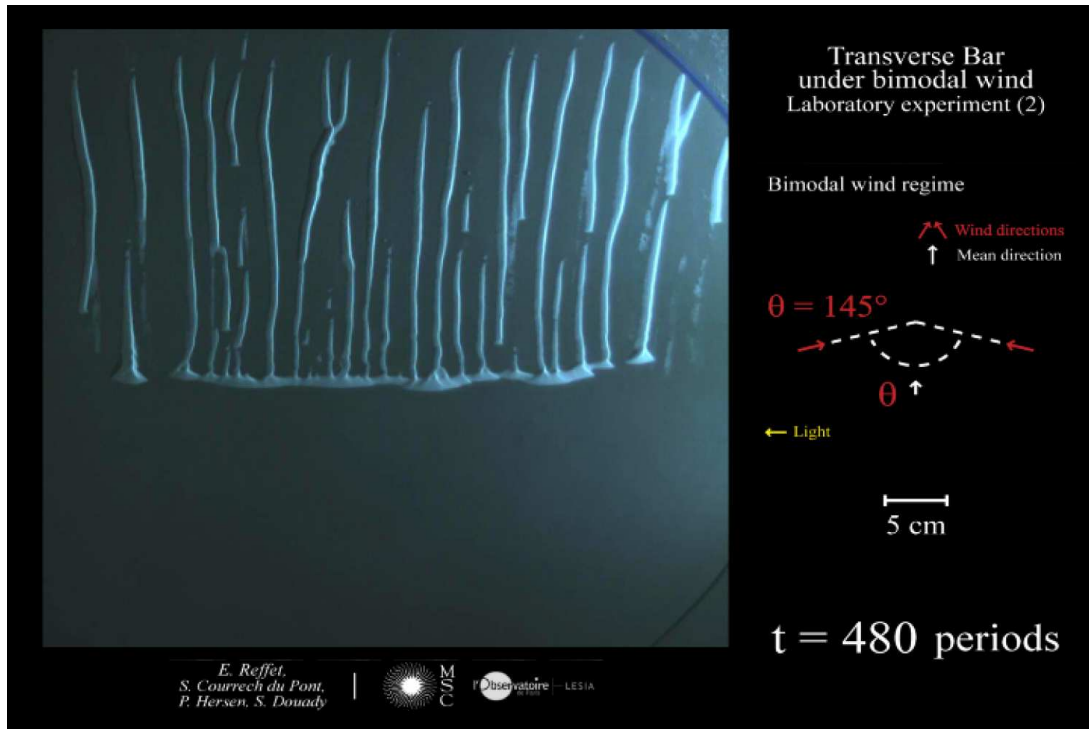


FIG. C.9: **Film 9** : Barre longitudinale, angle important.

C.3 Films de dunes isolées

C.3.1 Expérience en laboratoire : Vent monodirectionnel

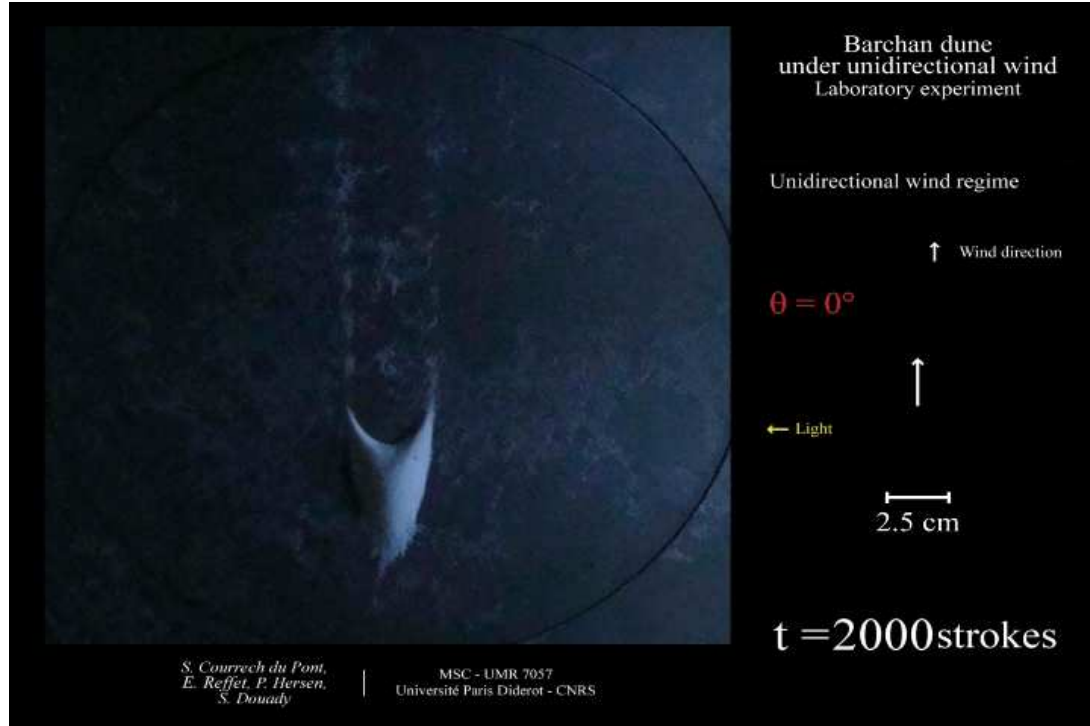


FIG. C.10: **Film 10** : Formation et migration d'une barchane sous un régime monodirectionnel de vent.

C.3.2 Expérience en laboratoire : $\theta = 120^\circ$

Ce film nous montre l'évolution d'un tas de sable isolé sous l'influence d'un régime bimodal de vents dont les deux directions sont séparées d'un angle $\theta = 120^\circ$. Cette expérience correspond à la figure 5.22 présentée dans la section 5.3.2.

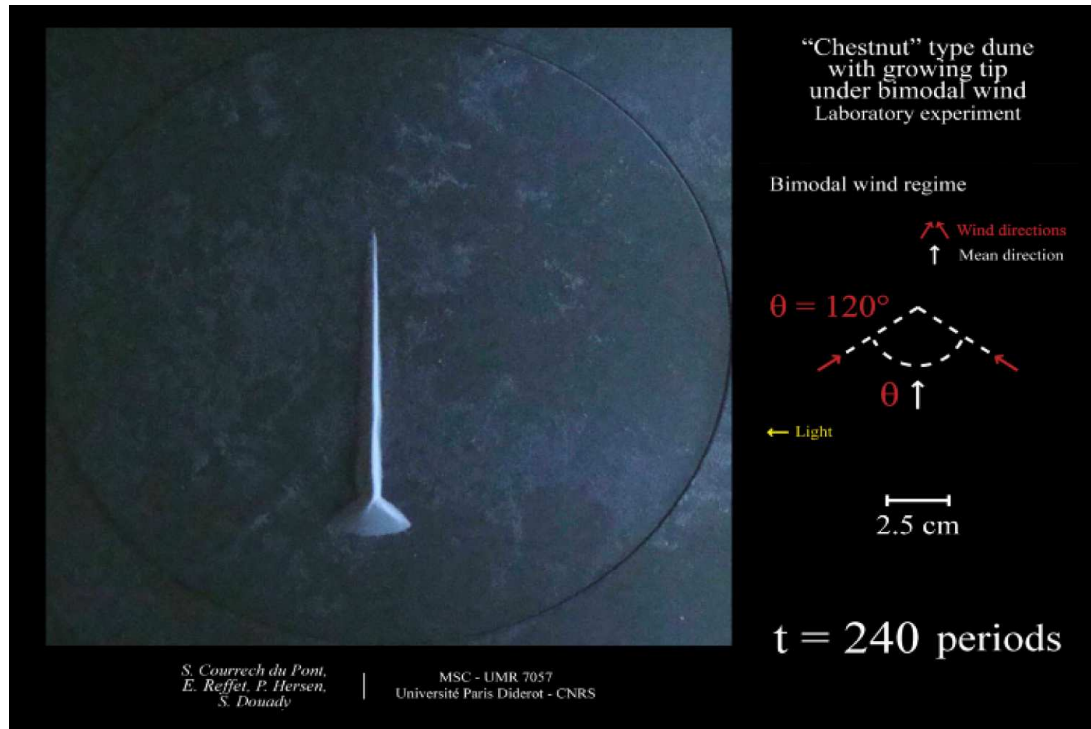


FIG. C.11: **Film 11** : Élongation d'un tas de sable sous un régime bimodal de grande séparation angulaire.

C.3.3 Simulation numérique : *Morphing*

Nous présentons ici l'évolution de la morphologie d'une dune isolée pour différents régimes bimodaux de vent. Cette animation correspond à la figure 5.18 présentée dans la section 5.3.1.

Pour chaque simulation numérique nous sommes partis d'un tas de sable identique. Les simulations ont été arrêtées au bout du même nombre de périodes du régime de vent. Nous pouvons donc comparer à un temps donné les différentes morphologies des dunes obtenues en fonction de l'angle θ .

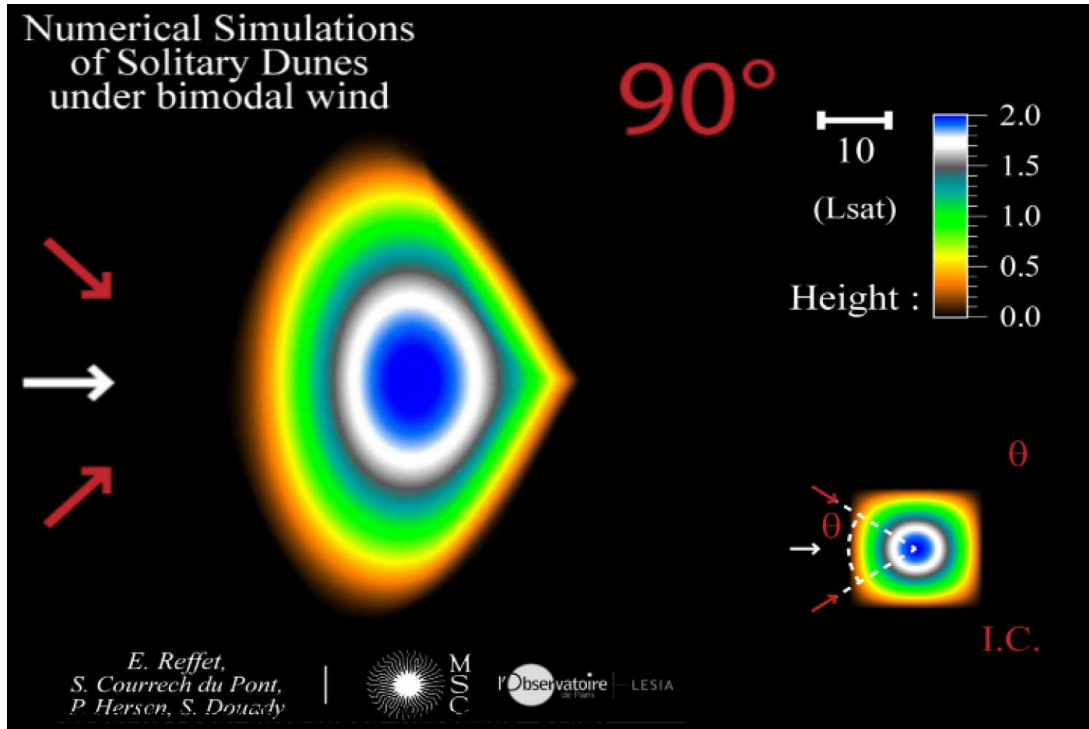


FIG. C.12: **Film 12** : Barchane, barchanoïdes et extension longitudinale.

Annexe D

Étude de Titan en collaboration avec l'équipe radar de Cassini

Avec son diamètre de 5150 km , Titan est le plus gros des nombreux satellites qui orbitent autour de Saturne. Ce satellite, découvert en 1655 par Christiaan Huygens, occupe une place particulière au sein des satellites du Système Solaire car il est le seul à posséder une atmosphère stable et dense, avec une pression de $1,6\text{ bar}$ au niveau de la surface [Fulchignoni et al., 2005]. Son atmosphère, bien que principalement composée de diazote (N_2), est riche en méthane (CH_4) qui constitue de l'ordre de 3 % de sa composition. Ce composé organique est très absorbant au rayonnement visible et infrarouge ce qui rend l'atmosphère relativement opaque et dissimule la surface du satellite à l'exception de certaines fenêtres de longueur d'onde comme nous pouvons le voir sur la figure D.1. Par conséquent, celle-ci a longtemps été une source d'hypothèses et d'interrogations. La relation entre la surface et l'atmosphère est souvent au coeur de ce questionnement.

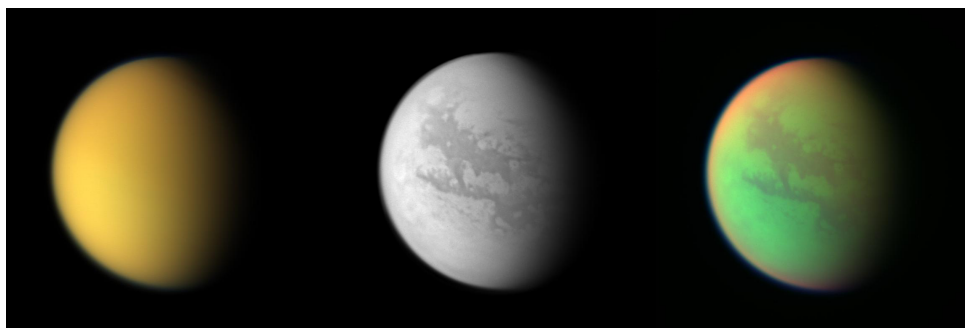


FIG. D.1: **Titan, un objet singulier.** À gauche, une image composite illustre ce à quoi ressemblerait Titan à l'oeil nu : un corps masqué par son atmosphère opaque. Au centre, l'utilisation d'une fenêtre dans le proche infrarouge permet d'imager la surface. À droite, une image composite réalisée à partir de deux fenêtres dans l'infrarouge. Image NASA/JPL/Space Science Institute (PIA06227).

Une des questions principales au sujet de Titan concerne l'origine du méthane atmosphérique. En effet, le CH_4 est photodissocié par les rayonnements ultraviolets qui proviennent du Soleil. Il est donc constamment détruit. Son observation à un taux aussi élevé dans l'atmosphère actuelle implique l'existence de sources permettant de le renouveler. Les sources proposées sont en générales liées à la surface et à l'intérieur du satellite. Les conditions de température et pression qui y règnent impliquent qu'un cycle du méthane, comparable à celui de l'eau sur Terre, peut se dérouler. Ce composé peut y être présent sous forme gazeuse, d'agrégats solides et à l'état liquide. Il a alors été proposé l'existence d'un océan *global* à la surface de ce satellite [Lu-

nine et al., 1983; Kerr, 1983; Flasar, 1983]. Cette océan constituerait un réservoir gigantesque de CH_4 . Le méthane détruit dans l'atmosphère serait alors renouvelé par évaporation du méthane liquide présent à la surface et son taux pourrait s'être maintenu au taux observé actuellement.

Depuis 2004, la mission *Cassini-Huygens* [Various-Authors, 2005a,b,c] permet une étude *in situ* de Saturne et de l'ensemble de son système d'anneaux et de satellites. Titan occupe une place spéciale dans cette étude. En particulier, en 2005, l'orbiter *Cassini* a largué la sonde *Huygens* qui est descendue dans l'atmosphère de Titan et est allé se poser à sa surface. Cette descente a permis l'étude de son atmosphère ainsi que d'imager une partie de la surface. Une reconstitution de la descente montrant les images impressionnantes qui ont été acquises par la sonde est disponible sur le site du *photojournal* de la NASA (voir la référence PIA08117).

En plus des observations réalisées par la sonde, l'orbiter *Cassini* continue à scruter le satellite à l'aide de ses instruments. L'orbiter, contrairement à la sonde de descente, étudie l'ensemble du système de Saturne. Néanmoins, Titan est un objet clé de la mission. Le satellite, étant le plus massif, est régulièrement utilisé pour modifier la trajectoire de l'orbiter par assistance gravitationnelle. Chacun de ces ajustements d'orbite est l'occasion d'un survol rapproché de Titan pendant lequel les instruments en analyse les caractéristiques. Ces observations ont permis de mettre en évidence une grande hétérogénéité de structures de surface. Tout d'abord, nous avons pu remarquer l'absence d'un océan à l'échelle globale, reposant alors la question du maintien du méthane atmosphérique. Des structures géologiques ont été mise en évidence dans un premier temps par la sonde *Huygens* puis par l'instrument radar de l'orbiter *Cassini*. Des réseaux fluviaux on été imagés prouvant qu'il y a, ou qu'il y a eu, des écoulements de liquides à la surface [Elachi et al., 2006]. Des montagnes ont été observées [Radebaugh et al., 2007]. Des structures qui suggèrent une activité dite cryovolcanique ont été proposées [Reffet et al., 2005; Lopes et al., 2007]. Des structures linéaires morphologiquement identiques à des dunes ont été imagées [Boubin et al., 2005; Radebaugh et al., 2008]. Et enfin, lors de survols passant au niveau des pôles de Titan, des lacs ont pu être cartographiés.

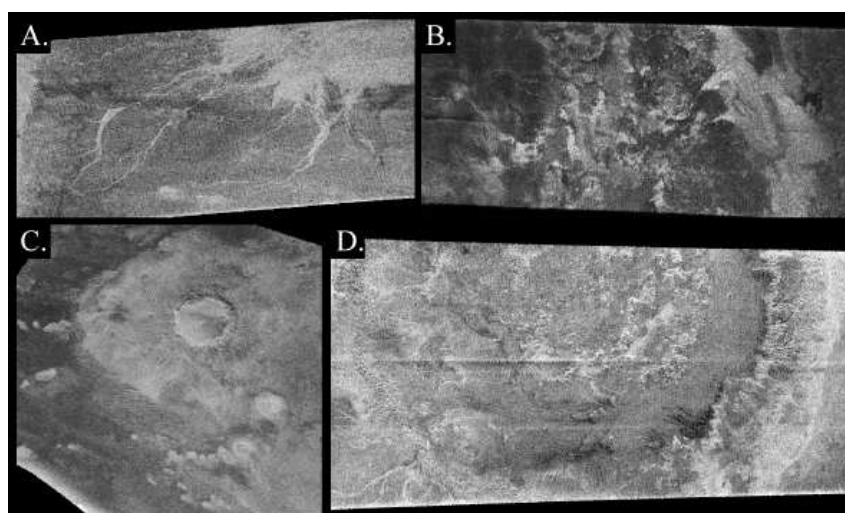


FIG. D.2: **La surface de Titan.** A. Réseau fluvial débouchant dans un bassin. B. Évidence de cryovolcanisme et d'activité géologique dans la région de *Ganesha Macula*. C. Cratère d'impact nommé *Sinlap*, un des rares cratères présent à la surface de Titan. D. *Circo Massimo*, le plus grand cratère d'impact à la surface de Titan.

Dans cette étude, nous nous intéressons principalement aux dunes, cependant, ce travail s'inscrit dans une démarche plus générale de caractérisation des processus d'interaction entre la surface et l'atmosphère. Une collaboration avec l'équipe de l'instrument radar de *Cassini* a été développée et maintenue en parallèle de l'étude expérimentale et numérique sur les dunes que nous exposons ici. Cette collaboration a mené à un travail sur les dunes observées à la surface de Titan ainsi que sur son cryovolcanisme. Des articles [Lorenz et al., 2006a; Lopes et al., 2007; Radebaugh et al., 2008] issus de cette collaboration sont joint à ce manuscrit en annexe E.1 (articles E.1.1, E.1.2 et E.1.3).

Annexe E

Articles et conférences

Sommaire

E.1 Articles	182
E.1.1 <i>Lorenz et al.</i> , Science, 2006	183
E.1.2 <i>Lopes et al.</i> , Icarus, 2007	188
E.1.3 <i>Radebaugh et al.</i> , Icarus, 2008	198
E.1.4 <i>Reffet et al.</i> , <i>Geology</i> , 2010 (accepté)	206
E.2 Présentations scientifiques	211

E.1 Articles

- **“The Sand Seas of Titan : Cassini RADAR Observations of Longitudinal Dunes”**, Lorenz *et al.*, *Science*, 2006.

Les premiers résultats du radar de la mission *Cassini-Huygens* ont permis de mettre en évidence la présence de structures linéaires dans les régions équatoriales de Titan. L'étude morphologique de ces structures inattendues, a montré des similitudes avec les dunes longitudinales terrestres. Cette découverte est présentée dans cet article qui découle d'un travail en collaboration avec l'équipe radar de la mission *Cassini-Huygens* (E.1.1).

- **“Cryovolcanic features on Titan’s surface as revealed by the Cassini Titan Radar Mapper”**, Lopes *et al.*, *Icarus*, 2007.

La présence de dunes à la surface ne constitue pas le seul processus d'interaction entre l'atmosphère et la surface de Titan. La présence importante de méthane dans l'atmosphère de ce corps glacé pose la question de son origine. En effet, celui-ci est photo-dissocié dans l'atmosphère de Titan par le rayonnement solaire. Pour expliquer le taux actuel, il est nécessaire qu'un processus renouvelle sa concentration atmosphérique. Une des hypothèses de sources proposées était la présence d'un océan global de méthane liquide à la surface de Titan. La mission *Cassini-Huygens* a révélé, il y a quelques années qu'un tel océan ne se dissimulait pas sous l'atmosphère opaque de méthane. Il n'en reste pas moins que les conditions de température et pression sur Titan sont telles qu'un cycle du méthane, équivalent à celui de l'eau sur Terre, peut y avoir lieu. Un autre processus peut être responsable du réapprovisionnement du méthane. Il s'agit du volcanisme ou plus précisément de cryovolcanisme. Ce phénomène volcanique qui implique de l'eau à l'état liquide est présenté et discuté dans cet article (E.1.2).

- **“Dunes on Titan observed by Cassini Radar”**, Radebaugh *et al.*, *Icarus*, 2008.

Dans cet article, une étude plus détaillée des dunes à la surface de Titan est présentée. La répartition des dunes ainsi que des mesures d'orientation, de largeur et de longueur des structures sont exposées. Une discussion préliminaire sur de possibles implications concernant le régime de vent est ensuite menée (E.1.3).

- **“Formation and stability of transverse and longitudinale sand dunes”**, Reffet *et al.*, *Geology*, 2010 (accepté).

Nous présentons dans cet article une étude de la formation des dunes transverses et longitudinales en fonction de l'angle du régime bimodal de vents. Nous discutons de la sélection d'orientation puis mettons en évidence la différence intrinsèque de stabilité entre les deux types de structures. Cette lettre reprend l'étude que nous avons principalement développée dans ce manuscrit (E.1.4).

E.1.1 *Lorenz et al.*, Science, 2006

REPORTS

11. R. I. Kaiser, *Chem. Rev.* **102**, 1309 (2002).
12. C. A. Taatjes *et al.*, *Phys. Chem. Chem. Phys.* **7**, 806 (2005).
13. H. P. Reisenauer, G. Maier, A. Riemann, R. W. Hoffmann, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **23**, 641 (1984).
14. K. Komatsu, K. Kitagawa, *Chem. Rev.* **103**, 1371 (2003).
15. Z. Yoshida, *Pure Appl. Chem.* **54**, 1059 (1982).
16. R. Weiss, C. Priesner, H. Wolf, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **17**, 446 (1978).
17. R. Weiss, M. Hertel, H. Wolf, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **18**, 473 (1979).
18. M. Tamm, A. Grzegorzewski, F. E. Hahn, *J. Organomet. Chem.* **501**, 309 (1995).
19. H. Schumann *et al.*, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **36**, 2232 (1997).
20. Cyclopropenyldiene transition metal complexes have been known since 1968 (21), and main group adducts were recently reported (19).
21. K. Öfele, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **7**, 950 (1968).
22. E. V. Patterson, J. F. Stanton, R. J. McMahon, *J. Am. Chem. Soc.* **119**, 5847 (1997).
23. G. Maier, T. Preiss, H. P. Reisenauer, B. A. Hess Jr., L. J. Schaad, *J. Am. Chem. Soc.* **116**, 2014 (1994).
24. The singlet-triplet energy gap and the ^{13}C NMR chemical shifts have been calculated at the RI-BP86/TZVP + ZPE correction level, and RI-BP86/TZVPP/RI-BP86/TZVP level, respectively, using Turbomole 5.7 (see www.ipc.uni-karlsruhe.de/tch/tch1/turbomole/index.html) and references cited therein).
25. For discussions on carbene dimerization, see (5) and (26); cyclopropenyldiene dimers, namely triafulvalenes, remain unknown (27).
26. M. Driess, H. Grutzmacher, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **35**, 828 (1996).
27. B. Halton, *Eur. J. Org. Chem.* **2005**, 3391 (2005).
28. A. J. Arduengo III, R. L. Harlow, M. Kline, *J. Am. Chem. Soc.* **113**, 361 (1991).
29. A. J. Arduengo III, J. Goertlich, W. Marshall, *J. Am. Chem. Soc.* **117**, 11027 (1995).
30. C. Heinemann, W. Thiel, *Chem. Phys. Lett.* **217**, 11 (1994).
31. R. W. Alder, P. R. Allen, M. Murray, A. G. Orpen, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **35**, 1121 (1996).
32. A. Igau, H. Grützmacher, A. Baceiredo, G. Bertrand, *J. Am. Chem. Soc.* **110**, 6463 (1988).
33. L. Nyulaszi, D. Szieberth, J. Reffy, T. Veszpremi, *Theochemistry* **453**, 91 (1998).
34. R. Weiss, C. Priesner, *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* **17**, 445 (1978).
35. Preparation methods and spectroscopic data for compounds **1c** and **4c** are available as supporting material on Science Online.
36. R. Breslow, *J. Am. Chem. Soc.* **79**, 5318 (1957).
37. We are grateful to NIH (grant R01 GM 68825) and RHODIA for financial support of this work. Metrical data for the solid-state structures of **1c** and **4c** are available free of charge from the Cambridge Crystallographic Data Centre under reference numbers CCDC-602795 and CCDC-602794, respectively.

Supporting Online Material

www.sciencemag.org/cgi/content/full/1126675/DC1

SOM Text

Tables S1 and S2

References

24 February 2006; accepted 31 March 2006

Published online 13 April 2006;

10.1126/science.1126675

Include this information when citing this paper.

The Sand Seas of Titan: Cassini RADAR Observations of Longitudinal Dunes

R. D. Lorenz,^{1*} S. Wall,² J. Radebaugh,¹ G. Boubin,¹ E. Reffet,¹ M. Janssen,² E. Stofan,³ R. Lopes,² R. Kirk,⁴ C. Elachi,^{2,5} J. Lunine,^{1,2} K. Mitchell,² F. Paganelli,² L. Soderblom,⁴ C. Wood,⁶ L. Wye,⁷ H. Zebker,⁷ Y. Anderson,² S. Ostro,² M. Allison,⁸ R. Boehmer,² P. Callahan,² P. Encrenaz,⁹ G. G. Ori,¹⁰ G. Francescetti,¹¹ Y. Gim,² G. Hamilton,² S. Hensley,² W. Johnson,² K. Kelleher,² D. Muhleman,¹² G. Picardi,¹³ F. Posa,¹⁴ L. Roth,² R. Seu,¹³ S. Shaffer,² B. Stiles,² S. Vetralla,¹¹ E. Flamini,¹⁵ R. West²

The most recent Cassini RADAR images of Titan show widespread regions (up to 1500 kilometers by 200 kilometers) of near-parallel radar-dark linear features that appear to be seas of longitudinal dunes similar to those seen in the Namib desert on Earth. The Ku-band (2.17-centimeter wavelength) images show ~100-meter ridges consistent with duneforms and reveal flow interactions with underlying hills. The distribution and orientation of the dunes support a model of fluctuating surface winds of ~0.5 meter per second resulting from the combination of an eastward flow with a variable tidal wind. The existence of dunes also requires geological processes that create sand-sized (100- to 300-micrometer) particulates and a lack of persistent equatorial surface liquids to act as sand traps.

The low gravity and dense atmosphere on Titan make it a favorable environment for aeolian transportation of material (1–3) in the sense that the windspeeds needed to saltate surface particles are rather low. However, until recently (3, 4) it was thought that loose particles were difficult to generate and transport (erosive processes and wind, driven by the faint sunlight reaching Titan's surface, were expected to be weak) and would be susceptible to trapping by surface liquids.

Recently, numerical circulation models (5) incorporating the tide in Titan's atmosphere due to Saturn's gravity (6) (~400 times as strong as the moon's effect on Earth) show that near-surface winds may be dominated by this effect rather than solar heating, and periodically varying winds comparable with the transport threshold may result. The winds vary both in

strength and direction. Data from Cassini (7, 8) and from the Huygens probe (9) that landed on Titan in January 2005 show a very geologically varied surface, modified by a mix of processes including strong fluvial erosion, impact, and cryovolcanism. No evidence for large bodies of surface liquids has so far been found. Thus, the setting for aeolian transport now seems much more favorable.

Aeolian features appear on planetary surfaces at a wide range of scales, from cm-wide ripples to km-scale megadunes; imaging resolutions of better than 1 km are therefore required to observe them (10). Early large-scale near-infrared (near-IR) imaging at ~km resolution (8) by the Cassini Imaging Science Subsystem (ISS) indicated large-scale albedo patterns such as dark streaks and asymmetric edge contrasts (sharp westward boundaries and diffuse eastward ones)

that were suggestive of net-eastward fluid transport of materials on Titan's surface, possibly by wind, but individual features could not be resolved. Radar imaging (11) on Cassini's T3 flyby (15 February 2005), however, with resolution down to 300 m, found many distinct radar-dark linear features (nicknamed "cat scratches") superposed on other geological units and having a spacing of 1 to 2 km and lengths of many tens of km, in a generally east-west orientation. These covered about 20% of that swath (which, like T8, covered ~1.8 million km², or almost 2% of Titan's surface), in patches with extents of up to 400 km.

Our most recent radar imaging (T8, 27 October 2005; see supporting online text) finds large expanses of these features, covering some 65% of that swath. Patches of these features vary from just a few km across to the width of the swath (~200 km), and one contiguous region is ~1500 km long. Furthermore, in some places in T8 the feature size, favorable geometry, and resolution of the observations allow the detection of bright topographic glints (Fig. 1). These

¹Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA. ²Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91109, USA. ³Proxemy Research, Bowie, MD 20715, USA. ⁴U.S. Geological Survey, Flagstaff, AZ 86001, USA. ⁵RADAR Team Leader, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91109, USA. ⁶Planetary Science Institute, Tucson, AZ 85719, USA and Wheeling Jesuit College, Wheeling, WV 26003, USA. ⁷Stanford University, Stanford, CA 94305, USA. ⁸Goddard Institute for Space Studies, National Aeronautics and Space Administration, New York, NY 10025, USA. ⁹Observatoire de Paris, 92195 Meudon, France. ¹⁰International Research School of Planetary Sciences, Università d'Annunzio, 65127 Pescara, Italy. ¹¹Facoltà di Ingegneria, 80125 Naples, Italy. ¹²Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA. ¹³Università La Sapienza, 00184 Rome, Italy. ¹⁴Istituto Nazionale per la Fisica della Materia (INFM) and Dip. Interateneo di Fisica, Politecnico di Bari, 70126 Bari, Italy. ¹⁵Agenzia Spaziale Italiana, 00131 Rome, Italy.

*To whom correspondence should be addressed. E-mail: riorenz@lpl.arizona.edu

glints on the nearest side of the features, made visible by fortuitous geometry (the long axis of the dunes is roughly orthogonal to the radar look direction), suggest surfaces sloping toward the radar and show that the features are not merely thin streaks of material on the surface but have considerable positive topographic relief. Preliminary radarclinometric results [Titan's radar backscatter varies approximately as the cosecant (7) of the incidence angle; the incidence angle relative to a flat surface, typically 20° to 30° , is known from spacecraft navigation, and thus local variations of backscatter can be interpreted as a local tilt of the surface] yield slopes of 6° to 10° and heights of 100 to 150 m (Fig. 2).

Morphologically, the features resemble longitudinal dunes such as those found in the Namib and other terrestrial deserts (Fig. 2). Their height, longitudinal symmetry, superposition on other features, and the way they merge (forming "tuning fork" junctions) suggest that they are depositional. The interpretation as longitudinal dunes is supported by the way they divert and reconverge around topographic obstacles (Fig. 1). The asymmetric streamline pattern thus formed suggests that the net transport direction is generally eastward, with some regional variation (Fig. 3) and local deviations around elevated or bright topography (Figs. 1 and 4).

Dunes cover about 5% of the land surface on Earth, and longitudinal (linear, or sometimes "seif") dunes, where the material accumulates in lanes oriented along the mean transport direction, are among the most common type of dune (12, 13), covering half to two-thirds of sand seas [in contrast, they are among the least-common dune type on Mars (14, 15)]. Only in one place (Fig. 3) does a different duneform appear in our images so far. In flowing around an apparently large topographic rise, the dunes become transverse in form, before the longitudinal pattern resumes. Linear dunes are characteristic of a moderately variable windfield, typically one that varies around a mean or alternates between two widely spaced directions (16). Similarly, linear current ridges are formed on the terrestrial seabed by tidal currents (17). Purely unidirectional winds tend

to form transverse dunes, whereas winds highly variable in direction form star dunes (12). On Titan, the wind regime that forms longitudinal dunes may be a natural result of the interaction of the fluctuating tidal windfield with the steady zonal (west-east) winds that prevail higher in the atmosphere (18). A substantial instantaneous meridional (north-south) component is implied, and the fact that dunes are not oriented exactly west-east everywhere also suggests a net meridional component over the long term. Whether or not the meridional component can be explained by other mechanisms, the presence of substantial meridional winds was not anticipated before the tidal model.

It is evident that topography has a substantial effect on near-surface winds—the dune orientation can veer by some 45° over just 10 km. Also, it may be that the bright region in

Fig. 3 acts to straighten the windflow, suppressing the fluctuating component and yielding a unidirectional wind in which transverse dunes appear (see also figs. S1 and S2 for terrestrial analogs). The presence of the transverse features also, incidentally, rules out an erosional rather than depositional origin. Terrestrial dunes—the best examples being in the Namib and Sahara, with many other examples in the Australian and Arabian deserts—are typically a third as wide as their crest spacing (13), a geometry we also observe on Titan. This ratio indicates an ample sand supply—some terrestrial dune fields have much wider spacing.

The dunes' generally radar-dark appearance (also typical for radar images of terrestrial dunes; see supporting online text) is consistent with a smooth surface at our radar wavelength, suggesting that the dunes are made of fine

Fig. 1. (A) A 235 km by 175 km segment (north up) of the Belet sand sea at $\sim 12^\circ\text{S}$, 100°W . Topographic glints are evidence of slopes facing the observer (radar illumination is from above). The subparallel orientation of the dunes and the 1:2 dune:interdune gap ratio are typical of longitudinal dunes on Earth. (B) Segment (235 km by 80 km) to the east of (A). Bright areas are small hills; the flow diverges around them and reconverges. A tail toward the right is evident in the lower hill, suggesting an east-northeast transport direction.

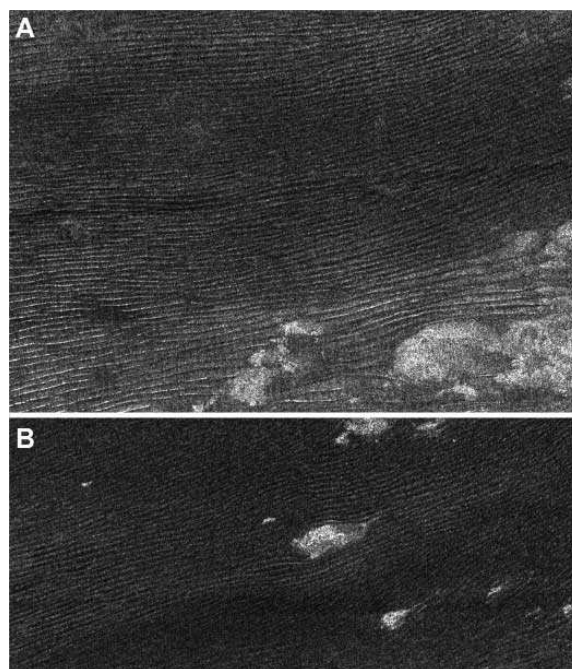
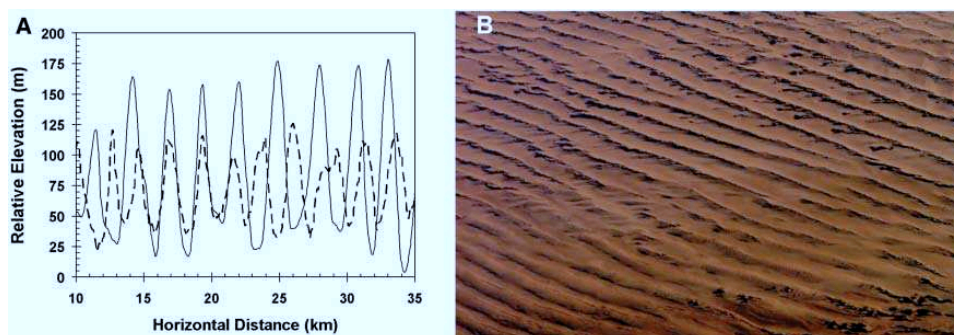


Fig. 2. (A) Radarclinometric profile of the Titan dunes shown in Fig. 1A (solid line). The spacing and height are typical of Namib desert dunes (B), a typical profile of which is shown by the dashed line (from Shuttle Radar Topography Mission data). (B) Handheld digital camera image of Namib sand sea showing undulating topography (see also fig. S2 and supporting online text.)



REPORTS

material with at most shallow ripples. Their composition is unknown—likely candidates are organic solids or water ice or some mixture thereof [silicates cannot be excluded but are less likely (19)]. At the large scale (50 km) observed by radar scatterometry, the sand seas are comparatively radar-dark too; in contrast, microwave radiometry indicates brightness temperatures 3 to 5 K above that of their surroundings, implying a high emissivity, i.e., low-dielectric constant material and little volume scattering, both consistent with a sand of ice/organic composition. It has been noted that the large low-albedo (optical and near-IR) regions on Titan appear to be concentrated around the equator (8, 20). It also appears that radar sand seas and smaller dune fields correlate with low-latitude optically dark regions,

notably Belet (Fig. 3). This in turn suggests that most or all of the equatorial dark regions may be covered in the dune material. One feature of the model tidal wind field is that the orbit-averaged winds at latitudes between 45°N and 45°S are directed equatorward [figure 6 of (5)]. An intriguing possibility is, therefore, that dark sediments may have been transported from higher latitudes to the equatorial sand seas by the tidal winds, forming this dark belt. Also, the predicted net meridional transport is weaker at 30° N (T3 region) where streaks are principally in an east-west direction, while there is a consistent east-northeast trend at 10°S (T8), where the average tidal wind has a northward flow of $\sim 0.25 \text{ ms}^{-1}$. Some high-latitude optically dark regions [e.g., the center of the TA swath (7)] have no apparent aeolian features—it may be

that dark material blankets these areas, forming a sand sheet, but that it has not been swept into dunes either because winds are weaker or the ground is not dry. In this connection, our observation of dunes so far only at low latitudes is consistent with a recent model (21) of Titan's seasonally varying climate and methane hydrological cycle that predicts that Titan's equatorial regions should be dry, whereas higher latitudes have higher humidity and precipitation.

Sand transport for dune formation occurs by a wind-driven bouncing process called saltation. The optimum particle diameter (1–3) for saltation on Titan is ~ 0.18 to 0.25 mm (larger particles have a higher weight:area ratio and are thus more difficult for wind to lift; smaller particles tend to clump together—there is thus an optimum size for which the threshold wind-speed for transport by saltation is a minimum). The ease of transport in Titan's low gravity and thick atmosphere makes the optimum size somewhat larger than for Earth, Venus, and Mars (75, 75, and $115 \text{ }\mu\text{m}$, respectively), and the freestream windspeeds required for saltation are ~ 0.1 to 0.7 ms^{-1} (22).

Near-surface winds predicted by the tidal model (5) are $\sim 0.5 \text{ ms}^{-1}$. Doppler tracking of the Huygens probe (18) indicates that winds in the lowest 5 km of descent were $\sim 1 \text{ ms}^{-1}$. Optical tracking by the Descent Imager and Spectral Radiometer experiment (9) permitted the Huygens probe's drift in the wind to be measured at $\sim 1 \text{ ms}^{-1}$ near 2- to 3-km altitude, dropping to 0.3 ms^{-1} "close to the surface" (the last probe images from which such tracking is derived were acquired at altitudes of 200 to 300 m). Notably, in contrast to the eastward drift higher in the atmosphere, the wind near the surface blew the probe in a west-northwest direction. An analysis of the advective cooling of the Huygens probe (23) suggests that winds in the lowest 1 m were $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ or less for the hour observed on the surface. It is likely that wind stress exceeds the transport threshold for only a small fraction of the time, but even the data at hand suggest winds broadly comparable with the saltation thresholds.

It is not clear how sand may be produced on Titan (4) because the thick atmosphere tends to inhibit explosive volcanism and many erosive processes. However, images from the Huygens probe (9) show clear evidence of fluvial activity at the landing site (9°S , 192°W), including rounded boulders, suggesting that particles can be generated in this way. Inspection of our radar images also indicates a number of areas where fluvial channels are present (24). Although channels and dunes can be within some tens of km of each other, we have so far not observed clear superposition of one on the other (11), nor have we so far identified obvious sand source regions anywhere. As on Earth, dunes may be formed on geologically short time scales (see supporting online text).

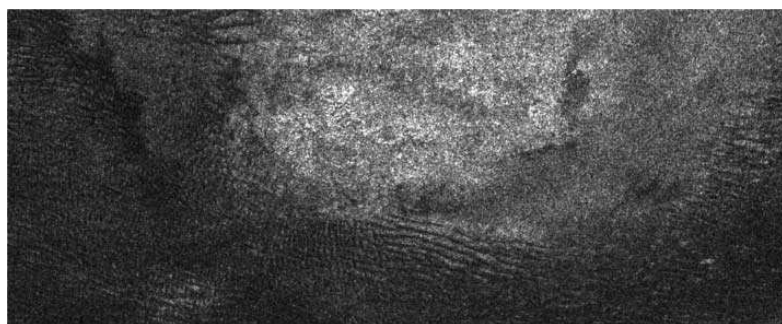


Fig. 3. A 515 km by 200 km segment of the T8 swath where the longitudinal dunes creeping from the left (west) encounter what appears to be a broad bright topographic rise. As the sand flows around this obstacle, it forms transverse dunes at the southwestern side before the longitudinal pattern resumes. Such a pattern confirms a depositional origin and is the only prominent example of dunes other than longitudinal ones observed so far.

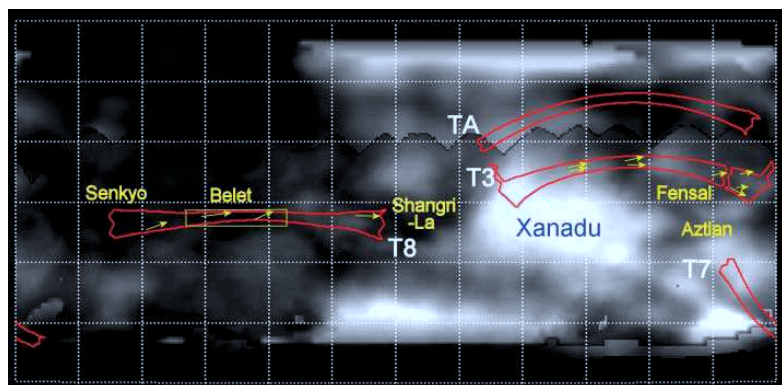


Fig. 4. Distribution and large-scale orientation of the aeolian features are indicated with yellow arrows, shown on a basemap (cylindrical projection, centered on the antisaturn point at 180°W , 30° grid spacing) derived from Hubble Space Telescope (HST) (18) and Cassini ISS (8) data. IAU names for dark albedo regions and the Xanadu bright terrain are indicated (a map with up-to-date names is maintained at <http://planetarynames.wr.usgs.gov/index.html>). Yellow box indicates the dunefield from which Fig. 1 is extracted. Red regions show radar imaging swaths to date (labeled TA, T3, T7, and T8); note the low-albedo regions along T7 and at the center of TA where no aeolian features were seen—all at latitudes around 45° where winds may be low. The directions indicated by the dunes appear to deviate around bright areas, suggesting that these may act as topographic obstacles to flow.

The existence of these dunes, their pristine appearance, and their superposition on other features tells us that in the geologically recent past, and quite probably the present, fine-grained and nonsticky (i.e., “dry”) material has been moved across Titan’s surface by wind. Because the net transport direction appears inclined at a small angle to eastward, it seems that if sand has migrated across large latitude ranges, the sand has circumnavigated Titan several times while doing so, apparently supporting a tidal wind model and arguing for an absence of standing liquids that would trap the sand [an absence of low-latitude lakes is also indicated by the lack of detection of specular reflections (25)]. The extent of the sand seas requires an origin for $\sim 10^4$ to 10^5 km³ of sand-sized material, considerably more than would be produced by impact ejecta (3). It may be that fluvial erosion of ice bedrock by liquid methane is able to produce this fine material. This would then somehow have to dry out, placing constraints on Titan’s meteorology. An alternative origin, perhaps supported by the optically dark appearance of the sand seas, is Titan’s stratospheric methane photochemistry, which over 4.5 billion years of solar system history may have produced up to 10^6 to 10^7 km³ of hydrocarbons and nitriles, 10% of which would be solid (26). At issue is how this organic material is sorted and modified to produce the equivalent (in size and material properties) of sand.

Much work remains to fully characterize the distribution, morphology, and composition of these features in data already acquired and the much larger data sets anticipated in Cassini’s nominal and extended missions from RADAR

and from other instruments, and to relate the features to the windfield and planetary-scale cycles of sediment generation and transport. However, the morphology of these beautiful features, familiar to us from terrestrial arid regions, is a comforting sign that even though the environment and working materials on Titan are exotic, the physical processes that shape Titan’s surface (19) can be understood and studied here on Earth.

References and Notes

1. M. Allison, in *Proceedings Symposium on Titan, Toulouse, France, 9–12 September 1991*, B. Kaldeich, Ed. (European Space Agency SP-338, Noordwijk, Netherlands, 1992), pp. 113–118.
2. R. Greeley, J. Iverson, *Wind as a Geological Process* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1985).
3. R. D. Lorenz, J. I. Lunine, J. A. Grier, M. A. Fisher, *J. Geophys. Res. (Planets)* **88**, 26377 (1995).
4. R. D. Lorenz, J. Mitton, *Lifting Titan’s Veil* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2002).
5. T. Tokano, F. M. Neubauer, *Icarus* **158**, 499 (2002).
6. R. D. Lorenz, in *Proceedings Symposium on Titan, Toulouse, France, 9–12 September 1991*, B. Kaldeich, Ed. (European Space Agency SP-338, Noordwijk, Netherlands, 1992), pp. 119–123.
7. C. Elachi et al., *Science* **308**, 970 (2005).
8. C. C. Porco, *Nature* **434**, 159 (2005).
9. M. G. Tomasko et al., *Nature* **438**, 765 (2005).
10. R. Greeley, *Planetary Landscapes* (Allen and Unwin, Boston, MA, 1987).
11. C. Elachi et al., *Nature*, in press.
12. N. Lancaster, *The Geomorphology of Desert Dunes* (Routledge, London, 1995).
13. R. Bagnold, *Physics of Wind-Blown Sand and Desert Dunes* (Methuen, London, 1941).
14. P. Lee, P. C. Thomas, *J. Geophys. Res.* **100**, 5381 (1995).
15. K. S. Edgett, M. C. Malin, *Lunar Planet. Sci.* **XXXI**, 1070 (2000).
16. D. Rubin, H. Ikeda, *Sedimentology* **37**, 673 (1990). See also (27).
17. J. M. Huthnance, *Estuarine Coastal Shelf Sci.* **14**, 79 (1982).
18. M. K. M. Bird, *Nature* **438**, 800 (2005).
19. R. D. Lorenz, J. I. Lunine, *Planet. Space Sci.* **53**, 557 (2005).
20. P. H. Smith et al., *Icarus* **119**, 336 (1996). See also (28, 29).
21. P. Rannou, F. Montmessin, F. Hourdin, S. Lebonnois, *Science* **311**, 201 (2006).
22. Transport occurs when the wind’s friction speed U_* exceeds the threshold friction speed for saltation U_{*t} . U_* is a measure of wind stress that is related to the roughness-dependent drag coefficient C_d (typically 0.002 to 0.01) and the freestream windspeed U as $(U/U_*)^2 \sim C_d$; thus, the freestream threshold speed is ~ 10 to 25 times the friction speed. The optimum threshold speed has been estimated (1–3), depending on assumed density, etc., as $U_{*t} \sim 0.01$ to 0.03 ms^{−1}, and thus dune formation requires freestream windspeeds of 0.1 to 0.7 ms^{−1}. The corresponding Reynolds number range is 15 to 100.
23. R. D. Lorenz, *Icarus*, in press.
24. See <http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07366>.
25. R. A. West, M. E. Brown, S. V. Salinas, A. H. Bouchez, H. G. Roe, *Nature* **436**, 670 (2005).
26. Y. L. Yung, M. A. Allen, J. Pinto, *Astrophys. J. Suppl.* **55**, 465 (1984).
27. S. Fryberger, G. Dean, in *A Study of Global Sand Seas*, E. D. McKee, Ed. (U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1052, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 1979), pp. 137–169.
28. M. Hartung et al., *Astron. Astrophys.* **421**, L17 (2004).
29. H. G. Roe et al., *Geophys. Res. Lett.* **31**, L17503 (2004).
30. We gratefully acknowledge those who designed, developed, and operate the Cassini/Huygens mission. The Cassini/Huygens Project is a joint endeavor of NASA, the European Space Agency (ESA), and the Italian Space Agency (ASI) and is managed by the Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, under a contract with NASA.

Supporting Online Material

www.sciencemag.org/cgi/content/full/312/5774/PAGE/DC1
Materials and Methods
SOM Text
Figs. S1 and S2
30 November 2005; accepted 22 February 2006
10.1126/science.1123257

Interstellar Chemistry Recorded in Organic Matter from Primitive Meteorites

Henner Busemann,^{1,*} Andrea F. Young,¹ Conel M. O’D. Alexander,¹ Peter Hoppe,² Sujoy Mukhopadhyay,^{1,†} Larry R. Nittler¹

Organic matter in extraterrestrial materials has isotopic anomalies in hydrogen and nitrogen that suggest an origin in the presolar molecular cloud or perhaps in the protoplanetary disk. Interplanetary dust particles are generally regarded as the most primitive solar system matter available, in part because until recently they exhibited the most extreme isotope anomalies. However, we show that hydrogen and nitrogen isotopic compositions in carbonaceous chondrite organic matter reach and even exceed those found in interplanetary dust particles. Hence, both meteorites (originating from the asteroid belt) and interplanetary dust particles (possibly from comets) preserve primitive organics that were a component of the original building blocks of the solar system.

Carbonaceous chondrites, the most primitive meteorites, and interplanetary dust particles (IDPs), primitive dust collected in Earth’s stratosphere, contain up to ~ 2 and ~ 35 weight percent C in organic matter, re-

spectively. This organic matter may represent an important source of prebiotic molecules that were essential for the origin of life on Earth (1). Most of the organic matter is insoluble in demineralizing acids and organic solvents, and

this proportion is probably macromolecular (1). Isotope anomalies in H and N suggest that this insoluble organic matter (IOM) is probably interstellar material that, like other presolar materials, has survived the formation of the solar system to be incorporated into planetesimals (2–6), but it may also include material that formed in the cold outer regions of the solar protoplanetary disk (7). Heating, mixing, and chemical reactions in the collapsing protosolar cloud, in the protoplanetary disk, and during accretion of the parent bodies of meteorites and IDPs could have altered—or erased—the initial isotope signatures of interstellar IOM. Aqueous alteration and thermal metamorphism on the parent bodies of meteorites and IDPs have further modified the organic carriers of these

¹Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution of Washington, 5241 Broad Branch Road, NW, Washington, DC 20015, USA. ²Max-Planck-Institut für Chemie (Otto-Hahn-Institut), Becherweg 27, D-55128 Mainz, Germany.

*To whom correspondence should be addressed. E-mail: busemann@dtm.ciw.edu

†Present address: Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, 20 Oxford Street, Cambridge, MA 02138, USA.

E.1.2 *Lopes et al.*, Icarus, 2007



Cryovolcanic features on Titan's surface as revealed by the Cassini Titan Radar Mapper

R.M.C. Lopes^{a,*}, K.L. Mitchell^a, E.R. Stofan^b, J.I. Lunine^{c,r}, R. Lorenz^c, F. Paganelli^a, R.L. Kirk^d, C.A. Wood^e, S.D. Wall^a, L.E. Robshaw^f, A.D. Fortes^g, C.D. Neish^c, J. Radebaugh^c, E. Reffet^c, S.J. Ostro^a, C. Elachi^a, M.D. Allison^h, Y. Anderson^a, R. Boehmer^a, G. Boubin^c, P. Callahan^a, P. Encrenazⁱ, E. Flamini^j, G. Francescetti^k, Y. Gim^a, G. Hamilton^a, S. Hensley^a, M.A. Janssen^a, W.T.K. Johnson^a, K. Kelleher^a, D.O. Muhleman^l, G. Ori^m, R. Oroseiⁿ, G. Picardi^o, F. Posa^p, L.E. Roth^a, R. Seu^o, S. Shaffer^a, L.A. Soderblom^d, B. Stiles^a, S. Vetralla^k, R.D. West^a, L. Wye^q, H.A. Zebker^d

^a Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91109, USA

^b Proxemy Research, Bowie, MD 20715, USA

^c Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA

^d US Geological Survey, Flagstaff, AZ 86001, USA

^e Wheeling Jesuit University, Wheeling, WV 26003, USA

^f Environmental Sciences Department, Lancaster University, Lancaster LA1 4YQ, UK

^g Department of Earth Sciences, University College London, London WC1E 6BT, UK

^h Goddard Institute for Space Studies, National Aeronautics and Space Administration, New York, NY 10025, USA

ⁱ Observatoire de Paris, 92195 Meudon, France

^j Agenzia Spaziale Italiana, 00131 Rome, Italy

^k Facoltà di Ingegneria, 80125 Naples, Italy

^l Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA

^m IRSPS, Pescara, Italy

ⁿ CNR-IASF, 00133 Rome, Italy

^o Università La Sapienza, 00184 Rome, Italy

^p INFN and Dip. Interateneo di Fisica, Politecnico di Bari, 70126 Bari, Italy

^q Stanford University, Stanford, CA 94305, USA

^r INAF-IFSI, 00133 Rome, Italy

Received 10 February 2006; revised 29 August 2006

Available online 7 November 2006

Abstract

The Cassini Titan Radar Mapper obtained Synthetic Aperture Radar images of Titan's surface during four fly-bys during the mission's first year. These images show that Titan's surface is very complex geologically, showing evidence of major planetary geologic processes, including cryovolcanism. This paper discusses the variety of cryovolcanic features identified from SAR images, their possible origin, and their geologic context. The features which we identify as cryovolcanic in origin include a large (180 km diameter) volcanic construct (dome or shield), several extensive flows, and three calderas which appear to be the source of flows. The composition of the cryomagma on Titan is still unknown, but constraints on rheological properties can be estimated using flow thickness. Rheological properties of one flow were estimated and appear inconsistent with ammonia–water slurries, and possibly more consistent with ammonia–water–methanol slurries. The extent of cryovolcanism on Titan is still not known, as only a small fraction of the surface has been imaged at sufficient resolution. Energetic considerations suggest that cryovolcanism may have been a dominant process in the resurfacing of Titan.

* Corresponding author.

E-mail address: rosaly.m.lopes@jpl.nasa.gov (R.M.C. Lopes).

1. Introduction

The Cassini Titan Radar Mapper (Elachi et al., 2005a) obtained Synthetic Aperture Radar (SAR) images of Titan's surface during four of the spacecraft's targeted fly-bys of Titan (Fig. 1). These fly-bys occurred on October 26, 2004 (referred to as Ta), on February 15, 2005 (T3), on September 7, 2005 (T7), and October 28, 2005 (T8). The images obtained using SAR revealed that Titan is very complex geologically (Elachi et al., 2005a, 2005b). One of the geologic processes shaping Titan's surface features is likely cryovolcanism (ice-rich volcanism). Cryovolcanic eruptions are eruptions of icy-cold aqueous or nonpolar molecular solutions or partly crystallized slurries, derived by partial melting of ice-bearing materials (Kargel, 1995). Several features that appear to be the results of cryovolcanic eruptions were identified in Ta, including a possible volcanic dome, three craters that appear to be of volcanic origin, and extensive flows. No features that could be as clearly interpreted as cryovolcanic were identified in the three other fly-bys (T3, T7, and T8), though several likely cryovolcanic features were identified in the T3 and T8 fly-bys. In this paper we discuss possible cryovolcanic features identified in the SAR images, their local geological context, possible analogs on Earth and other planets, and preliminary results on the rheology of cryolavas on Titan, which give clues to their composition.

Cryovolcanism on Titan had been proposed long before Cassini (e.g., Lorenz, 1996). Titan is sufficiently large that, during accretion, much of the body may have melted. Its interior could still contain a substantial layer of water or water–ammonia liquid (e.g., Stevenson, 1992; Grasset and Sotin, 1996; Grasset et al., 2000; Tobie et al., 2005; Mitri and Showman, 2005). Thermal convection can occur in the stagnant lid regime in Titan's ice I shell (McKinnon, 2006; Mitri and Showman, 2005; Mitri et al., 2006), floating on an ammonia–water ocean (Grasset and Sotin, 1996; Grasset et al., 2000; Tobie et al., 2005; Mitri et al., 2006). Mitri et al. (2006) showed that ammonia–water mixtures can erupt from a subsurface ocean on Titan through the ice shell, leading to cryovolcanism. They proposed that cryovolcanism is probably related to bottom crevasse formation in an ice shell floating on an ammonia–water ocean, transport of ammonia–water pockets to the base of the stagnant lid by convective motions in the ice, and refreezing of chambers of ammonia–water. Mitri et al. (2006) also argued that, rather than steady-state volcanism over the history of the Solar System, cryovolcanism on Titan could have been associated with a late onset of convection is a cooling shell.

Cryovolcanic features have been detected on other outer planet satellites (e.g., Kargel, 1995; Prockter, 2004). The possibility of finding cryovolcanic features on Titan had been discussed (e.g., Lorenz, 1993, 1996), including the prediction that resulting features were expected to be different from those on other satellites such as Triton, since the presence of a thick at-

mosphere on Titan will suppress the vesiculation of bubbles in a cryomagma, reducing the distribution of explosive products, and will speed the cooling of cryolavas (Lorenz, 1993). Cryomagma composition is likely primarily a mixture of water ice and ammonia, possibly with some methanol (Kargel, 1995; Kargel et al., 1991; Lorenz, 1996), although alternative compositions have been suggested, such as ammonium sulfates (Fortes and Grinrod, 2006a). According to Lorenz (1996), cryovolcanic eruptions on Titan, either present day or in the past, are more likely effusive than explosive, as a result of both the high atmospheric pressure and the relatively volatile-poor magma compositions (<1% methane) that are predicted. Recently, however, Grindrod and Fortes (2006) have modeled explosive cryovolcanism driven by the decomposition of entrained methane hydrate xenoliths.

The SAR swath shows evidence of effusive cryovolcanic features which are discussed here (see also Elachi et al., 2005b), but so far no features have been identified that appear to have resulted from explosive eruptions (such as plume deposits or steep-sided volcanic edifices). We note, however, that in some cases it can be difficult to distinguish effusive from explosive products (e.g., lava flows versus pyroclastic flows) even in terrestrial remote sensing images.

On Titan, cryovolcanism may be an important resurfacing process and a major contributor to atmospheric methane (CH₄). Since methane is photo-dissociated in Titan's atmosphere and forms ethane (Yung et al., 1984), the replenishment of methane is thought to be accomplished by means of either large bodies of surface liquids (not found so far) or from an internal reservoir, by cryovolcanism. The Gas Chromatograph Mass Spectrometer (GCMS) instrument on board the Huygens probe detected the radiogenic isotope of Argon 40 in Titan's atmosphere (Niemann et al., 2005). This isotope is a product of potassium 40 decay (half life ~1.2 Gyr) and its presence, at a concentration of ~43 ppm, requires that the atmosphere must be in communication with a reservoir of the parent atom. Titan is large enough to have differentiated, so it is likely that most of the potassium-bearing material is silicate rocks forming Titan's core, with perhaps a small amount leached out into solution in ice or a subsurface water–ammonia ocean (e.g., Tobie et al., 2005). Cryovolcanism would be one means by which this material might be brought to the surface.

Some observational support for the existence of cryovolcanism has also been reported. Roe et al. (2005) reported that clouds outside the south polar region form almost exclusively near 40° S, and the clustering of clouds was reported at 350° W, leading to the suggestion that they may be related to geysers or volcanic eruption of methane from the icy interior. Sotin et al. (2005) proposed that a feature from Cassini's Visible and Infrared Mapping Spectrometer (VIMS) might be cryovolcanic in origin, and suggested that the upwelling of large cryovolcanic plumes may be releasing sufficient methane into the atmosphere

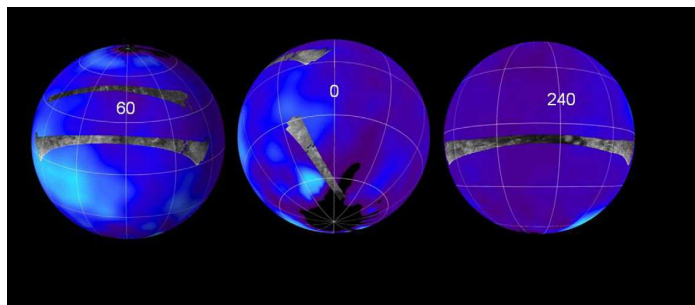


Fig. 1. The first four SAR swaths obtained by the Cassini Radar Mapper are superimposed on a false-color image made from observations by NASA's Hubble Space Telescope. Central longitudes are marked. Left: The northernmost swath is from the Ta fly-by (October 26, 2004), the lower swath is from the T3 (February 15, 2005) fly-by. Middle: The eastern end of the T3 swath is shown, as well as the T7 swath, obtained on September 7, 2005. Right: Near-equatorial swath obtained during the T8 fly-by (28 October 2005).

to account for the known atmospheric composition. Fortes and Grindrod (2006b) proposed the possibility of mud volcanoes on Titan and tentatively suggested that some dark features in one of the radar images taken during the T3 fly-by could be volcanic edifices.

2. Cassini Titan Radar Mapper observations and fly-by geometry

Cassini carries a multimode Ku-band (13.78 GHz, $\lambda = 2.17$ cm) radar instrument (Elachi et al., 2005b, 2005c) designed to probe the surface of Titan and that of other targets in the Saturn system in four operating modes—imaging, altimetry, scatterometry, and radiometry. An overview of Titan results using all four modes is given by Elachi et al. (2005b). The SAR mode is used at altitudes under ~ 4000 km, resulting in spatial resolution ranging from ~ 350 m to >1 km. Images are acquired either left or right of nadir using 2–7 looks. A swath 120–450 km wide is created from 5 antenna beams. SAR coverage is dependent on spacecraft range and orbital geometry. Radar backscatter variations in SAR images can be interpreted in terms of variations of surface slope, near-surface roughness, or near-surface dielectric properties. On Titan, the likely surface materials (water ice, water–ammonia ice and other ice mixtures, hydrocarbons, tholins) are different from those of bodies previously imaged with planetary radars, and volume scattering may be significant (Elachi et al., 2005b, 2005c).

The SAR mode was used in the Ta, T3, T7, and T8 fly-bys (Fig. 1). The SAR strip obtained during Ta extended from 133° W, 32° N and continued through closest approach (at a range of 1174 km) to 12° W, 29° N. The total area covered by SAR in Ta was 0.9×10^6 km². The SAR coverage for T3 was larger (1.8×10^6 km²) and at lower latitudes (centered at $\sim 30^\circ$ N and 70° W) and overlapped, for the first time, with coverage by the optical remote sensing instruments aboard Cassini, such as ISS and VIMS. The T7 swath was at high southern latitudes, centered at $\sim 12^\circ$ W and 51° S (covering approximately

0.5×10^6 km²), while T8 was equatorial and extended from 7° N to 18° S latitude and 179° W to 320° W longitude, covering approximately 1.79×10^6 km². Spatial resolution for all swaths ranged from about 350 m/pixel to 1.5 km/pixel. Preliminary results from the Ta and T3 fly-bys were discussed by (Elachi et al., 2005b, 2005c).

The SAR swaths revealed a wide variety of geologic features, including radar-bright flows, a circular volcanic construct, channels, dune-like deposits, and radar-smooth terrains that are candidates for liquids. There is plentiful morphological evidence that liquids have flowed on Titan (Elachi et al., 2005b, 2005c; Tomasko et al., 2005; Lorenz et al., in preparation), but it is not easy to differentiate between the processes that created the flow-like morphologies. Possibilities include both cryovolcanism and fluvial processes. While several features interpreted as likely cryovolcanic were identified in the Ta swath, and numerous tentatively identified on the T8 swath, there were no features on T7 that were as confidently identified as cryovolcanic in origin, and only some tentative interpretations of cryovolcanic flows on T3 were made (Elachi et al., 2005c).

3. Cryovolcanic features from the Ta fly-by

3.1. Ganesa Macula

The most prominent feature in the SAR Ta strip is a large circular feature about 180 km in diameter, seen almost in its entirety, centered at approximately 49.7° N, 87.3° W (Figs. 2B and 3). This feature was named Ganesa Macula (a macula is a dark, sometimes irregular spot on a planetary surface) and is interpreted as a volcanic edifice, either a dome (Elachi et al., 2005b) or a shield volcano. The feature (Fig. 3) is radar-bright at the edges, particularly on the instrument facing (southern) slopes, consistent with the shading that would be seen on a positive relief feature with steep sides and a relatively flat top, similar to the pancake domes on Venus imaged by Magellan [see



Fig. 2. SAR swath obtained during the Ta fly-by on October 26, 2004. Cryovolcanic features were identified in the areas marked and are discussed in detail in the text. (A) Western crater and flow. (B) Ganesa Macula and associated flows. (C) Large flow complex. (D) Eastern crater and flow.

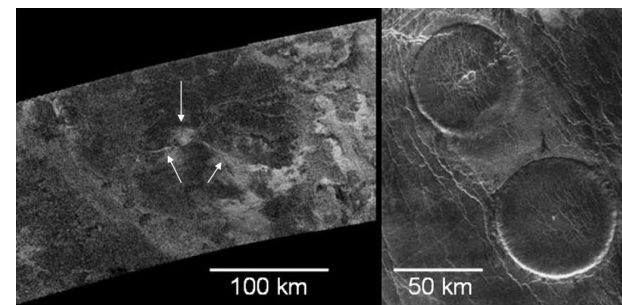


Fig. 3. Titan's Ganesa Macula (left), which we interpret as a cryovolcanic dome or shield, compared with steep-sided ("pancake") domes on Venus imaged by Magellan (NASA press release image PIA00084). Ganesa's central caldera and two channels on the flanks are indicated by arrows. The Magellan image has been rotated (north is to the left) so that the radar illumination is similar to Cassini's (from the bottom of images). See Fig. 4 for the local context for Ganesa.

descriptions by Pavri et al. (1992) and Crumpler et al. (1997)]. Ganesa has an apparent central depression about 20 km in diameter which we interpret as a volcanic pit crater or caldera. The central part of the edifice is radar dark except for a few patches of bright, lobate materials interpreted as flows (Fig. 4).

At least four sinuous channels or ridges can be seen meandering from the central crater to the edges, which are possibly cryolava channels running down the flanks of the volcanic feature. An alternative interpretation is that they could be erosional channels carved by liquid methane, or low-viscosity ammonia hydrates, emplaced after the edifice formed. One possibility is that cracks developed as cryolavas cooled, and methane from rain later collected in the cracks, which became predefined pathways for pluvial and fluvial activity. Channels on the edifice are located mostly on the eastern and southern sides (Figs. 3 and 4). Flow features that appear to have erupted from the dome are also preferentially located on the south and eastern sides, and flow features near Ganesa are all to the east of the dome. Flow directions are consistently toward the east and southeast, implying a regional gradient (Fig. 4c).

One of the sinuous channels on the southern flank can be traced for 91 km and opens out into a boot-shaped area that may be a depression, from where a radar-bright flow emanates (unit Gf in Fig. 4c). This would be consistent with the interpretation that the sinuous channel is a cryolava channel and possible source of the flow. This radar-bright flow is one of at least two distinct flows that can be mapped on Ganesa (Fig. 4c). Both appear to be connected (and maybe originate from) channels

on the southern and eastern flanks of the edifice. The southern flow is at least 75 km in length, possibly much longer, as it flows beyond the boundary of the radar swath. The area of the part imaged by radar is at least 2180 km². The eastern flow is at least 85 km in length, and at least 840 km² in area. These are minimum values as it is not possible to map the flow beyond this length, as the region immediately east of Ganesa is very complex, with many overlapping flows (Figs. 4a and 4b). These flows are comparable in length and area with volcanic flows on Mars (for example, Alba Patera; Lopes and Kilburn, 1990) and Venus (e.g., Roberts et al., 1992; Magee and Head, 2001).

Ganesa Macula (Fig. 3) has morphological similarities to pancake or steep-sided domes on Venus imaged by Magellan (McKenzie et al., 1992). The Titan feature is significantly larger in diameter (~ 180 km) than the Venus domes (mean diameter ~ 20 km, Fink et al., 1993), but like the Venus domes it is circular, radar dark in the central part, shows a central depression and channels or cracks on top and flanks. However, so far we have no conclusive evidence that Ganesa's central part is flat or that it has steeply sloping sides, although it appears so from a qualitative perspective (the radar illumination in Fig. 3 is from the south). Steep-sided domes were predicted to form on Titan. Lorenz (1996) argued that water–ammonia cryomagmas would probably have $<1\%$ of methane as volatile—not enough at Titan's atmospheric pressure to produce explosive eruptions. Given the high viscosity of water–ammonia mixtures (e.g., Kargel, 1995), Lorenz and Mitton (2002) proposed

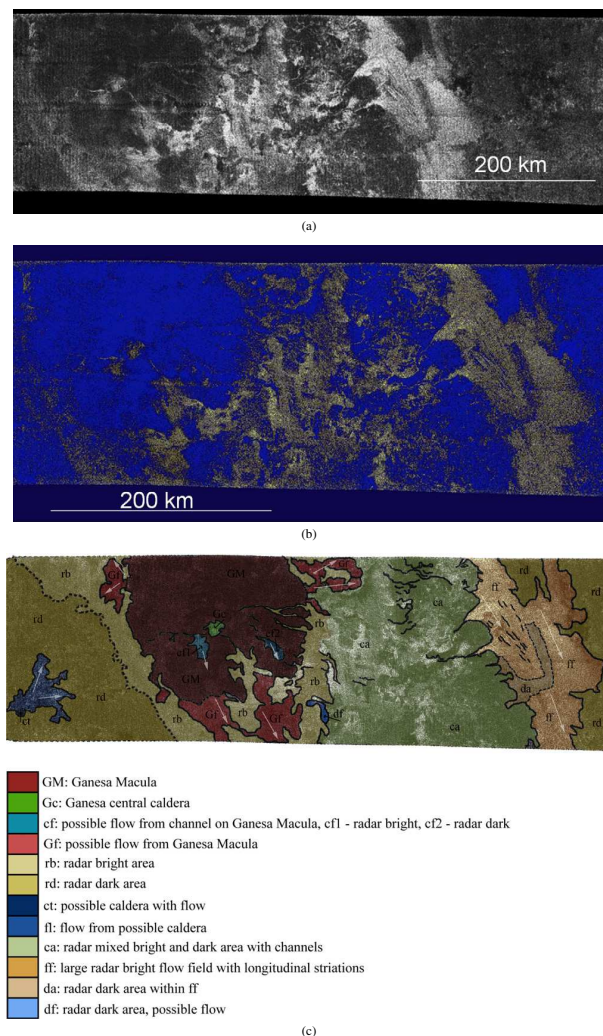


Fig. 4. (a) Ganesa Macula (left) and region to the east of Ganesa showing many overlapping flow features. Flow directions imply a regional slope to the east. This image was acquired in Ta, the swath is about 200 km high. Ganesa Macula is located at 87° W, 50° N. (b) Gradient map of the Ganesa Macula region with contrast enhancement to show major regional outlines and the complexity of the region east of Ganesa. Radar-dark regions appear in shades of blue, while radar-bright regions appear in shades of yellow (after Reffet et al., 2005). (c) Geologic sketch map of the Ganesa Macula region, showing the main structure (unit GM) and surrounding flows (units cf, Gf, fl, ff). Inferred flow directions are shown by arrows.

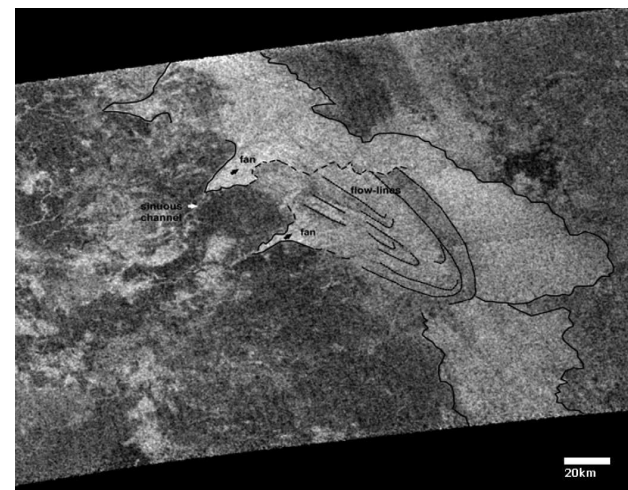


Fig. 5. Flow features east of Ganesa Macula. The SAR-bright fan-like deposits interpreted as either cryovolcanic or alluvial in origin. See Fig. 4 for regional context (from Paganelli et al., 2005).

that pancake-type domes would likely exist on Titan, though no predictions were made for domes as large as Ganesa. Alternatively, Ganesa could be a shield volcano. The morphology and scale of Ganesa are comparable with shield volcanoes on Earth and Venus, and shield volcanoes are common on Earth, Venus, Mars, and the Moon, building as magma erupts from a long lived source. It is possible that Ganesa is a radar-dark shield surrounded by radar-bright (rough) flows at the margins.

If Ganesa Macula is indeed a dome-like construct, it is likely more similar to steep-sided domes on Venus than on Earth. Although steep-sided domes do exist on Earth, they tend to be among the Earth's roughest features (Plaut et al., 2004), due to the fact that the high viscosity lavas form a thick crust that breaks into blocks. In contrast, domes on Venus have steep sides but smooth upper surfaces, suggesting an inability to retain a stable crust that would have broken up into blocks (Stofan et al., 2000).

Studies of the freezing of cryovolcanic domes like Ganesa are underway with a 2-dimensional finite-difference heat conduction code (Neish et al., 2006). In the model, heat is principally lost to the atmosphere through the top of the dome (the atmosphere is held at a constant 95 K), and to the crust through the bottom of the dome. For a dome 1 km in height, it would take 5×10^3 years to freeze for lava made of water, and 12×10^3 years for lava made of ammonia dihydrate (which has a lower freezing temperature). As heat is lost from the dome, the ice layers will grow and the remaining liquid layer will shrink, causing the organics dissolved in it to become more concentrated and

increasing reaction rates. Reaction rates also depend strongly on the temperature (and therefore the ammonia content) of the melt. Significant yields of amino acids could be obtained in a year at 273 K, but reaction rates could be $\sim 10^6$ times slower at the ammonia–water peritectic temperature of 176 K.

The time available for such chemistry to occur in a cryovolcanic features depends on the size, and, in particular, for wide flat features like Ganesa, on the thickness of the feature. This is not just due to the freezing time (which for a broad, flat feature is proportional to the square of the thickness), but also the temperature-dependent reaction rates in the aqueous liquid. Thus the resultant chemical yields are strongly dependent on the thickness.

3.2. Flow features

We have interpreted extensive deposits with lobate boundaries and relatively uniform radar properties identified in the Titan radar images as flow features, due to their similar radar appearance to flow features on Earth and Venus. Numerous flow features appear to be associated with Ganesa, while several other flow features are seen elsewhere in the Ta swath. Three flows are associated with caldera-like features, while two other flow complexes are associated with either fissure or channel features that may be vents.

3.2.1. Flows east of Ganesa

Numerous flows are located to the east of Ganesa (Figs. 4a–4c). Some flow directions can be mapped (Fig. 4c), but over-

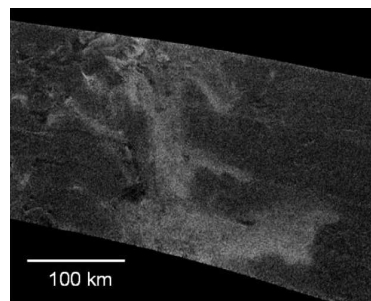
lapping makes it difficult to map individual flows. It is likely that these are flow complexes, made up of multiple flows of similar radar backscatter. A radar-bright flow field is located approximately 180 km from the eastern edge of Ganesa (Fig. 5). The flow field forms three fan-like deposits (unit fl in Fig. 4c), which has led to the suggestion that these may be alluvial in origin (Paganelli et al., 2005), but a cryovolcanic origin is also possible. The fan-like features originate from three narrow channels, indicating a possible change in topography (Fig. 5), possibly a break in slope which allowed the material in the channels to spread out into fans up to approximately 41 km wide. Flow-lines are seen to parallel the flow direction and also to mark lobate flow fronts (Fig. 5). These lines can be drawn within a radar-grayish bounding unit whose arched shape resembles a frontal-moraine-like feature. Outside the bounding radar-grayish unit, the radar-bright materials define flows spreading to the east.

The SAR-bright sinuous channels, associated fan-like features and flows suggest the presence of transported material with different radar properties than the surrounding surfaces. Channels are about 0.5–1 km wide and extend for tens of kilometers, much larger in scale than the channels seen in the Huygens images (Tomasko et al., 2005). The SAR-bright materials forming the fan-like deposits may be associated with a high component of volume backscattering [as suggested by Janssen et al. (2005) and Paganelli, F., Janssen, M.A., West, R., Stiles B., Callahan, P., Lopes, R.M., Stofan, E., Lorenz, R.D., Lunine, J., Kirk, R.L., Roth, L., Wall, S.D., Elachi, C., and the Radar Team, 2006. Titan surface from Cassini RADAR SAR and radiometry data of the first five fly-bys. In preparation], possibly due to a combination of surface roughness and composition in the presence of heterogeneous materials.

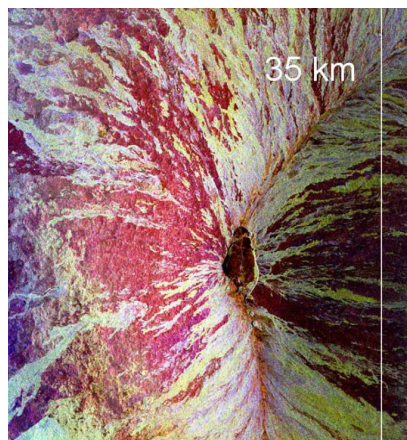
3.2.2. Large flow complex

The largest flow field complex seen in radar images to date is located approximately 1340 km east of Ganesa's eastern edge (Figs. 6a, 6c). The flow extends from 50° W, 52° N to 44° W, 47° N. Several radar-bright flow units can be identified, and this complex appears to be the result of several sources that are either fissures or channels, and are aligned roughly SW–NE to the north of the complex (Fig. 6a); the flows' directions all appear to be to the south and east, in roughly the same direction as the flows nearer Ganesa. This is further evidence of a regional slope in the Ta swath area east of Ganesa, and is the same direction indicated in the first 100 km of the altimetry track obtained east-southeast of the Ta swath (Kirk et al., 2005).

The large flow complex forms a series of lobate deposits, consistent with volcanic flows or sediment laden flows extending beyond the radar coverage both to the north and south. This is an extensive complex, with a minimum area of 23,700 km². Although it is difficult to trace individual flows, we estimate that their lengths are at least 100 km, most likely several hundreds of km. The flow field is similar in size to flow fields on Venus and Mars. For example, the 200 large flow fields identified on Venus range in areal extent from 39,000 to 744,000 km² (Magee and Head, 2001). Of these 200, 41 are not as



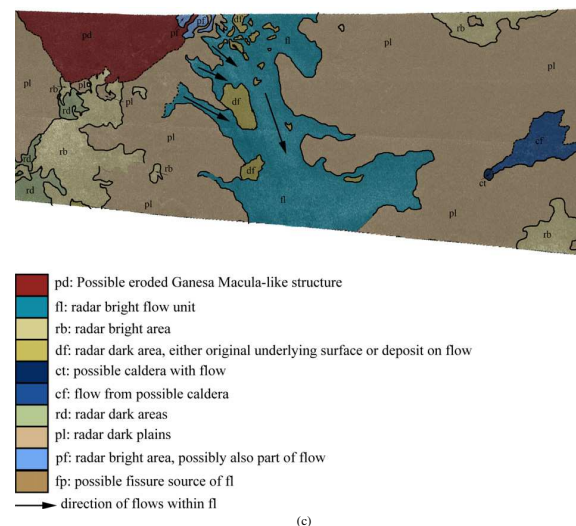
(a)



(b)

Fig. 6. (a) Large flow complex, centered at 45° N, 30° W in the Ta SAR swath. This radar-bright flow complex may have originated from small channels or fissures near the top left of the image, or from a region to the NW not imaged by radar. The flow complex has an area of at least 23,700 km². It likely extends to both the north (top right) and south (bottom right) of the swath. (b) Mauna Loa imaged from SIR-C. This volcano's many flows are possible morphological analogs to the large flow in Fig. 6, as the flows, fed from a rift zone, are narrow near the vent, and flow long distance, spreading out on the volcano's lower slopes. The different colors in this SIR-C image represent varying roughness. Smoother (pahoehoe) flows are red, rougher (aa) are yellow and white. The rift zone appears orange. The image's height is about 35 km. (Image courtesy of NASA/JPL.) (c) Geological sketch map of area east of Ganesa, showing the large, radar-bright flow (unit fl, also shown in Fig. 6a) and the semi-circular structure (unit pd) that may be a similar construct to Ganesa. The small crater and flow on the right of the map (cf) are shown in Fig. 8. Inferred flow directions are shown by arrows.

sociated with a central shield-type volcano or corona; instead they originate from fractures or are linked spatially to fracture zones or chasmata (Stofan and Smrekar, 2005). It is pos-



(c)

Fig. 6. (continued)

sible that this large flow field on Titan originates from a fissure or fracture zone, perhaps similar to the Mauna Loa rift zone on Earth (Fig. 6b). Radar coverage of the area to the north and northwest of the flow field would be needed to identify the type of vent for this flow field. However, mapping of the region (Fig. 6c) shows what is possibly part of a circular structure to the west and northwest of the flow, which may be a similar construct to Ganesa (unit pd in Fig. 6c), though more eroded. This could be the source of the bright flow (unit fl in Fig. 6c), however, images to the north of the current swath are needed to test this tentative interpretation.

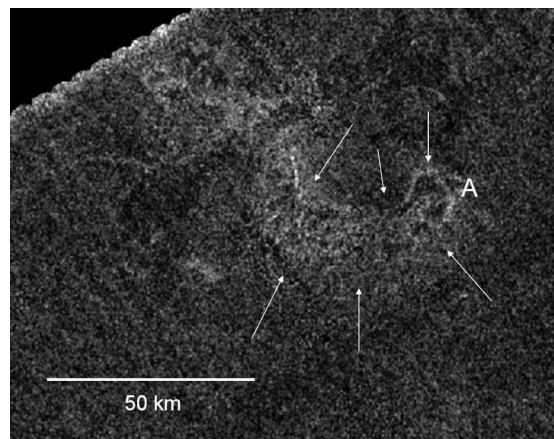
We interpret this flow as cryovolcanic in origin, although a fluvial origin cannot be ruled out. Our interpretation is based on the lobate form and morphological similarity to volcanic flows on Earth, the proximity to Ganesa and to a caldera-like feature and flow interpreted as cryovolcanic (units ct and cf in Fig. 6c, see also discussion below), the absence of fluvial networks in the area, and the large size of the flow field. Although no reliable estimate of thickness of this flow could be obtained from radarclinometry (Kirk et al., 2005), if we assume the flow to be at least 1 m in thickness (very low compared to the estimate for the flow from the eastern caldera, see below), the total volume would be ≥ 23.7 km³. Such volumes are consistent with those predicted by Mitri and Showman (2005). We consider that this large flow field would more likely be emplaced from episodes of cryovolcanism, particularly in an active region, than from rainfall.

3.2.3. Flows associated with calderas

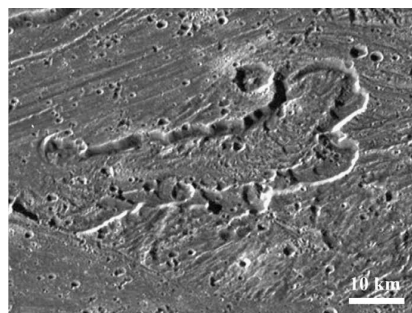
Three circular depressions imaged in Ta have flows emanating from them. Although the possibility that these may be impact craters cannot be eliminated at this time, their irregular shape and emerging flow in one direction (which breaches the rim) supports a volcanic origin, as does the absence of any identifiable ejecta. We refer to these features as calderas because their morphologies are similar to those of calderas on Earth. The feature referred to here as the Eastern caldera (unit ct in Fig. 6c) is close to the large flow complex discussed above, the Western caldera is located near the western end of the Ta swath, in a region of mostly homogeneous terrain, and the Central caldera is to the southwest of Ganesa.

Western caldera and flow An irregular-shaped crater (Fig. 7a) is seen in the Ta swath about 1070 km from the western edge of Ganesa. The caldera is about 18 km across, with radar-bright rim all around the periphery, indicating rough edges. A flow emanates from the caldera and initially flows to the southwest, then curves and flows to the northwest. It can be traced for about 53 km. Note that this is the only flow feature in the Ta swath that flows west rather than east. This would be consistent with Ganesa being located on a topographic high, but no other data are available at present to evaluate this possibility.

The flow is difficult to map in its entirety, as this part of the radar swath has poor signal/noise and lower spatial resolution than other areas in which flow features are found. The flow is at least 84 km long, and has a minimum area of 1020 km²



(a)



(b)

Fig. 7. (a) Western caldera and flow. This caldera (labeled A) and associated flow (outlined by arrows) are located near the western end of the Ta SAR swath. The irregularly shaped caldera and change in flow direction are reminiscent of the Prometheus flow field shown in Fig. 9. The radar illumination is from the bottom of the image. The location of the flow's radar bright edge (northern part of the flow) suggests that the flow is in a depression, perhaps similar to the scalloped depression on Ganymede shown in Fig. 10. (b) Caldera-like feature on the grooved terrain on Ganymede, similar in morphology to the Titan feature shown in Fig. 8. The Ganymede scalloped feature has a central deposit and may have flowed to the left (after Prockter, 2004).

and has as a source an irregularly formed source depression, interpreted to be a caldera (roughly oval). However, the radar image shows that the brighter edge of the flow (facing the radar) is on the northern side, suggesting that the flow is in a depression or channel. Also, the flow originates within the caldera, unlike the two other flows (from the Central and Eastern calderas), which appear to initiate at the edges. The quality of the data in this part of the Ta swath is not suited to radarclinometry, so topographic information could not be obtained. This feature is possibly similar to a scalloped depression and flow on Ganymede's grooved terrain (Fig. 7b), inter-

preted as a caldera and associated volcanic flow (Geissler, 2000; Prockter, 2004).

Eastern caldera and flow This bright-rimmed, oval-shaped caldera (Fig. 8) is located at 41° W, 47° N, approximately 1610 km from Ganesa's eastern edge. The caldera is about 13 km in diameter. Like its western counterpart, this caldera also has a radar-bright rim, indicating rough edges. A flow comes out as a thin tongue from the eastern part of the caldera, spreading out down its length. The flow is well-defined and can be easily traced for the first 40 km of its length, after which it seems to

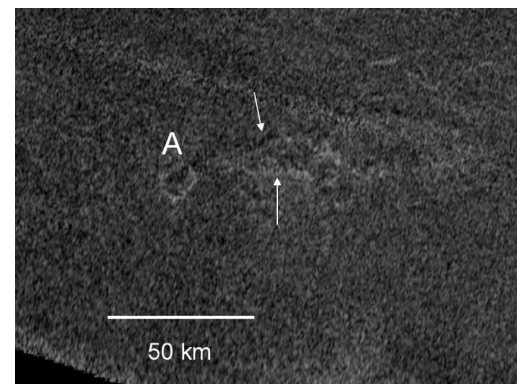


Fig. 8. Eastern caldera and flows. This bright-rimmed caldera (labeled A) and associated flows are located east of Ganesa, at approximately 41° W, 47° N. Note the brighter levees on the side of the flow, indicated by arrows—leveed flows are common on Earth and other planets.

merge into a second, possibly earlier, flow. The area of the combined flows is at least 1230 km^2 . The margins of the younger flow are sufficiently well defined that radarclinometry could be used to estimate the flow thickness in a limited number of places (Kirk et al., 2005), as described further in Section 5.1. Unlike the western flow, this feature has its bright rim on the south, facing the illumination, which suggests that it is elevated rather than occupying a channel.

Central caldera and flow This is a bright-rimmed and oval caldera (Fig. 9 and unit ct in Fig. 4c), similar to the Eastern caldera, located approximately 115 km west–southwest of the edge of Ganesa. It is about 10 km in diameter, with a narrow flow from the edge heading north–northeast, which fans out approximately halfway along its length (unit fl in Fig. 4c). The flow field outside the crater is mottled, though generally radar-bright, but with no clear bright or dark edges. It appears to fan out into four distinct arms, the first (northern) and third of which are brighter and appear less degraded, and as such are probably younger, than the other two. The combined area of this flow is 1140 km^2 . This flow field is wider relative to its length than either the eastern or western flows, possibly indicating flatter underlying terrain.

3.3. Cryovolcanism and alternative origins

The features described above are all consistent with a cryovolcanic origin. However, this is not a unique interpretation. The features we discussed are of three main types: dome (or shield), calderas with associated flows, and flows associated with channels or with no clear source area imaged.

Ganesa is interpreted as a volcanic construct, a dome or possibly a shield. Topographic data on Ganesa are needed to distinguish between the dome and shield interpretations discussed

above. An alternative interpretation that we consider unlikely is that Ganesa is an impact crater. It is a circular feature that is morphologically very different from craters such as the two craters imaged by SAR in T3 (Elachi et al., 2005c). Again, topographic data would provide the definite test of this interpretation.

The second type of proposed cryovolcanic feature, the three caldera-like features that are the sources for flows, are also most likely to be volcanic rather than impact in origin. An impact origin has been ruled out on the basis of the slight noncircularity of the features, and also because, although flows emanating from impact craters are seen distributed around some rampart craters on Mars, the flows here are unidirectional. We also consider a volcanic explosive origin to be unlikely, since Titan's 1.5 bar atmospheric pressure should result in less explosive surficial processes relative to the Earth (and most other planetary bodies), all other factors being equal, resulting in smaller volcanic explosion craters, whereas the observed features are generally larger than the largest explosion craters discovered on the Earth, the Espenberg Maars, at 4–8 km in diameter (Begét et al., 1996).

The third type of feature, the flows in Figs. 5 and 6, are the most challenging to interpret. The flows in Fig. 5 are associated with channels, while those in Fig. 6a have no clear association with a source area, except possibly with a semi-circular structure as shown in Fig. 6c. Possibilities for the origin of these flows include cryovolcanism, pluvial/fluvial processes, and mass movement.

Volcanic flows are most easily identified when a source area is visible, such as a crater, caldera, or fissure. Volcanic flows (including cryovolcanic flows of water–ammonia mixtures, which have rheological properties similar to silicate lavas) tend to form lobate deposits, due to relatively high viscosity. However, flows resulting from mass movement and sediment-laden flows

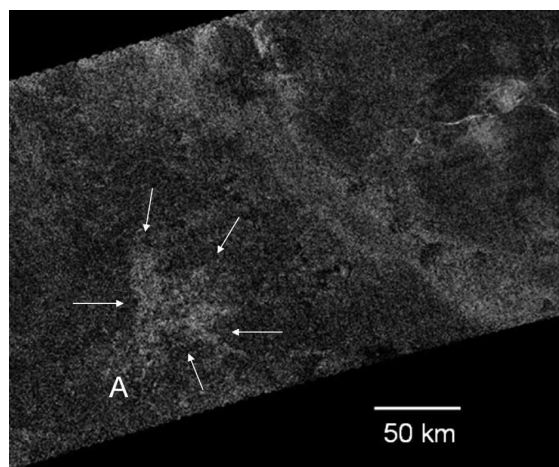


Fig. 9. Central caldera and flows. Part of the Ta swath showing the Central caldera (labeled A) and flow (outlined by arrows) located about 115 km from the western edge of Ganessa. The bright flow appears to be a flow field and is wider than the flows coming out of the western and eastern craters, possibly indicating flatter terrain.

formed from pluvial activity can also form lobate deposits. At the spatial resolution of the radar images, it is difficult to distinguish between these different types of deposits. Detailed topographic data both of the flows and of the terrain are helpful in discriminating between flows formed by different processes, but such data are not yet available for Titan. Cryovolcanic flows, due to the likely rheology of the mixtures involved, would have thick, well-defined margins. Although we cannot at present discriminate between the competing origins for the flows in Figs. 5 and 6a, we consider that mass movement flows are the least likely, as they usually leave behind a characteristic scarp or “crown” region (e.g., Sharpe, 1968) that is not seen associated with the flows discussed here, which appear to be related to channels or fissures. The fan-like deposits in Fig. 6 are associated with channels but are very different in morphology from the alluvial deposits being discussed by Lorenz et al. (2006). Given the lobate morphology of the deposits, their large areas, and their location, near Ganessa and the eastern caldera, we consider that a cryovolcanic origin is the most likely.

4. Candidate cryovolcanic features from other fly-bys (T3, T8)

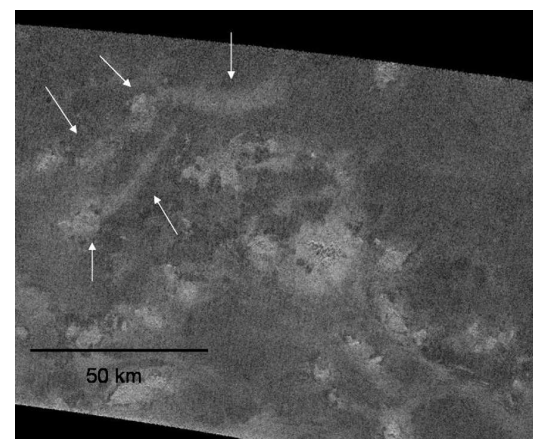
No features that could be positively identified as cryovolcanic in origin were seen on the T3 swath. However, three bright, lobate features might be cryovolcanic in origin. These are shown in Figs. 10a and 10b and they appear to be associated with bright hills and a circular feature (Elachi et al., 2005c). The deposits appear more diffuse than the flows identified in Ta,

which makes our interpretation of their origin more tentative. However, the diffuse appearance could be a result of erosion or partial burial.

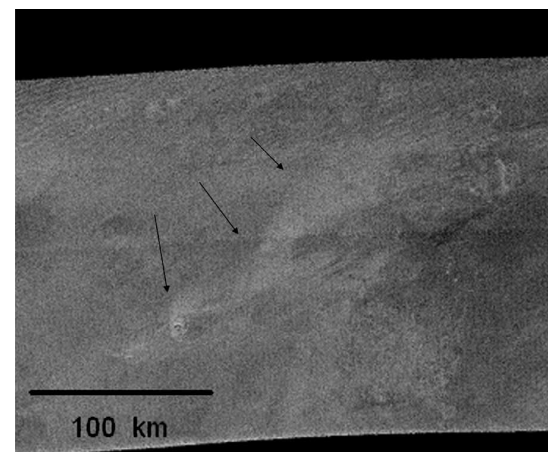
The T7 fly-by (at high southern latitudes) did not reveal any features that we interpret as cryovolcanic. The T8 fly-by shows numerous features that could be cryovolcanic. These identifications are, however, tentative at present.

The T8 swath is equatorial and extends from 7° N to 18° S latitude and 179° W to 320° W longitude. Located at the eastern end of the swath are long, parallel ridges that appear to be embayed by the surrounding plains material (Fig. 11). The origin of these ridges is not obvious, but they may be tectonic. Alternatively, they may have been formed by a combination of tectonic and cryovolcanic processes, such as when magma uses a pre-existing fracture as an eruption pathway. If the extruded material has a high viscosity, it can form ridge-like features along the fractures.

In the same part of the swath are clusters of small, dark circular features (Fig. 11), which are mostly 1–2 km in diameter. These do not appear to be impact craters, their sizes and morphologies are significantly different from those of the two impact craters so far identified on Titan (Elachi et al., 2005c). Their distribution, though mapped in only a limited area of Titan (Fig. 11), is not characteristic of chains of secondary craters. They show no ejecta blankets and have a modal diameter of 1–2 km, rather than having the broad distribution of sizes that would be expected for impact craters. We suggest that these are collapse or explosion pits, which are common in volcanic regions. The pits could have been formed by heating of methane



(a)



(b)

Fig. 10. (a) Bright, lobate features (indicated by arrows) seen in the T3 SAR swath that may be cryovolcanic in origin. The features appear to be associated with bright, hummocky material that may be small hills. (b) Bright feature seen in the T3 SAR swath interpreted as a possible cryovolcanic flow. The circular feature appears to be a crater and may be the flow source.

pockets by subsurface cryomagmas, perhaps causing explosive (“cryoclastic”) activity. Cryoclastic eruptions may have happened on other icy satellites, including Europa (Fagents et al., 2000; see also review by Procter, 2004), but (as discussed above) it is unclear whether explosive volcanism is likely to

be a major process on Titan, and whether its products could be resolved using SAR.

Other features identified in T8 as possibly cryovolcanic in origin are radar-bright, lobate features that appear to be cryovolcanic flows and circular features that may be calderas. One

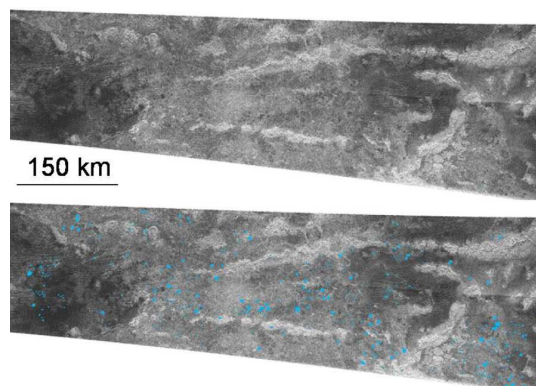


Fig. 11. Possible cryovolcanic features in the T8 swath. Clusters of small, dark circular features mapped (in blue) are mapped in the eastern part of the T8 swath. The SAR image is shown for comparison and is about 200 km high.

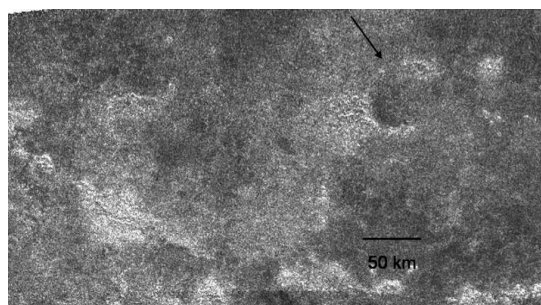


Fig. 12. Possible cryovolcanic feature in the T8 swath. This caldera-like feature (top right) is approximately 60 km in diameter. A bright flow feature is seen to come out of the caldera's southwestern edge.

example of both is shown in Fig. 12, where a radar-bright flow appears to emanate from a circular structure that may be a partially eroded caldera. Some of the bright ridges discussed above are also shown in this image.

5. Possible composition of cryovolcanic materials

The morphology of the candidate cryovolcanic features may provide clues to composition. The final shape of a volcanic flow or construct, such as a dome, is an indication of the rheological properties of materials. According to Kargel (1995), ammonia-water mixtures on Titan (where the gravity is about 1/7 of the Earth's) would produce features similar to those produced by silicate volcanism on Earth and other planets. Ammonia-water

mixtures would be consistent with compositional models for Titan and ammonia would lower the melting point, density, and mobility of liquid water, allowing eruptions to happen more easily. However, the cryolavas on Titan may also include other compounds such as methanol. The composition of cryolavas can have large effect on viscosity. Brines are orders of magnitude less viscous than silicate lavas, while ammonia-water lavas have viscosities similar to silicate lavas.

One of the objectives of Cassini is to obtain information about the surface compositions of the satellites. This is especially challenging for Titan because the presence of a substantial atmosphere limits the capability of orbiter instruments to measure surface composition spectroscopically. For example, spectral measurements made by VIMS are constrained within

narrow infrared windows (McCord et al., 2006). In addition, VIMS can only sample the top few microns of the surface, which on Titan may be covered by organics that have been deposited after the formation of the cryovolcanic features and therefore not be representative of the composition of a cryolavas.

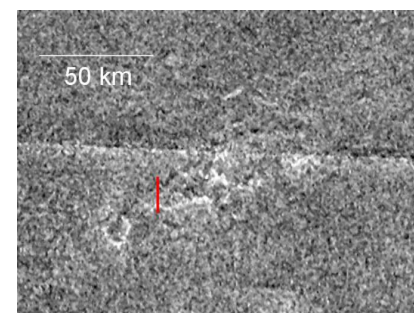
Rheological properties, however, can provide additional constraints on composition. In order to derive these properties, measurements of flow dimensions, topography in particular, are needed.

5.1. Preliminary rheological analysis of a lava flow

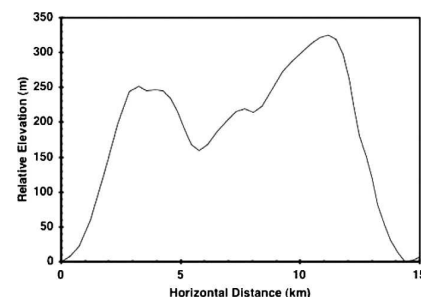
At present, no Radar altimetry is available for the Ta scene. However, the shading of topographic slopes in the SAR image potentially provides additional information about relief at much higher resolution than the Radar operating in altimetric mode, and with a direct connection to specific geologic features, though without the geometric rigor of the altimetry. However, only a small subset of the features seen exhibit the close pairing of bright and dark areas along a profile in range that is characteristic of topographic shading, rather than (or in addition to) the regional brightness differences that result from nontopographic effects such as textural and compositional variations.

Radarclinometry (radar shape-from-shading) can be used to assess the plausibility that such features are truly exhibiting topographic shading, and to estimate their dimensions if so. We have developed a preliminary method of deriving simple, one-dimensional profiles, in which backscatter values on a profile across a feature are interpreted as slopes toward or away from the spacecraft and are integrated to yield an elevation profile (cf. Soderblom et al., 2002, for a similar approach to analysis of visible images). The features of interest are geometrically simple so that clinometry approaches that yield a topographic model over a two-dimensional region (Kirk, 1987; Kirk et al., 2003) are not essential. The analysis requires a model scattering law. A law of the form $\sigma_0 \propto 1/\sin(i)$ closely fits the backscatter of uniform plains in the SAR image over a range of incidence angles $5^\circ < i < 45^\circ$. For our radarclinometric analysis, this function was modified to have the form $\sigma_0 \propto 1/\tan(i)$. The behavior of the two functions at small incidence angles is similar, but the latter is more plausible physically at large incidence angles, in that the backscatter becomes zero as the incidence angle reaches 90° . The constant of proportionality is chosen independently to give an overall level surface (unless another assumption can be utilized) for each feature modeled.

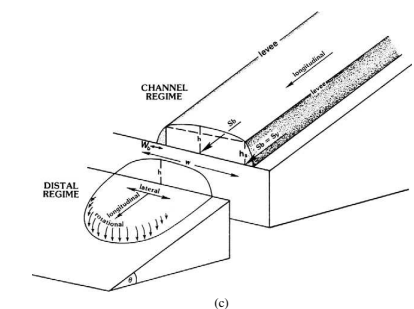
Our modeling has primarily addressed the eastern caldera flow in the Ta swath, described above, for which the evidence for slope-related shading is clearest. This flow consists of two sequential lobes, each ~ 40 km in length, emanating from a bright-rimmed circular feature (41° W, 47° N) interpreted as a caldera (Fig. 13a). It exhibits an unusually bright near-edge and dark far-edge across the flow, and appears to be relatively photometrically uniform, so is a prime candidate for morphometric analysis using a prototype radarclinometric method. A radarcli-



(a)



(b)



(c)

Fig. 13. (a) Eastern caldera and flow, showing location of photoclinometry profile in red. (b) Radarclinometry profile across the flow shown in (a). Adapted from Kirk et al. (2005). (c) Schematic representation of a lava flow following the model of Hulme (1974). Adapted from Wadge and Lopes (1991).

nometric profile (Fig. 13b) across the flow indicates that it is 200–300 m high with maximum slopes on the order of 7° on both edges. As reconstructed, the top surface of the flow is rela-

tively flat but tilted $\sim 2^\circ$. A more likely interpretation is that the top surface of the flow simply has slightly enhanced backscatter at a given incidence angle compared to the sides.

Cross-flow slopes are only of limited use in analyzing the properties of a lava flow. However, assuming Bingham-like behavior (e.g., Hulme, 1974; Pinkerton and Wilson, 1994; see also Fig. 13c) and that the slopes derived are reliable, the yield strength, S_y , of lava flows can be related to the flow dimensions by the following equations (Hulme, 1974):

$$S_y = \rho g h^2 / w, \quad (1)$$

where ρ is the bulk density, assumed to be 1000 kg m^{-3} , g is the gravity ($\sim 1.35 \text{ m s}^{-2}$), h is the flow height, and w is the flow width (Fig. 13c). The apparent central channel implies that deflation has taken place, and so we must estimate the height when the flow was active, which is assumed to be equal to the top of the levees. There is considerable uncertainty in the data, but using the above relationship we derive an effective yield strength of $\sim 10^4 \text{ Pa}$. If we assume that the flow structure is controlled by bulk rheology then, given a high degree of correlation between yield strength and viscosity as observed for silicate lavas (Pinkerton and Wilson, 1994; Ellis et al., 2004), we can infer viscosities in excess of 10^4 Pa s , albeit with considerable uncertainty; cf. the experimental work of Kargel (e.g., Kargel et al., 1991), who found viscosities of up to $\sim 10^4 \text{ Pa s}$ for ammonia–water mixtures and $\sim 10^4 \text{ Pa s}$ for ammonia–water–methanol mixtures, as well as terrestrial basalts ($200\text{--}2.3 \times 10^5 \text{ Pa s}$) and andesites ($10^5\text{--}10^9 \text{ Pa s}$). From this perspective, therefore, the flow exhibits rheological properties inconsistent with ammonia–water slurries, and perhaps more consistent with ammonia–water–methanol slurries.

Cautions must be used as some of the assumptions have not been tested. In particular, the assumption that bulk rheology controls the final flow structure is based on a terrestrial silicate volcanism analogue. This model is applicable to some but not all lava flows on Earth (Wadge and Lopes, 1991).

Cooling of the flow may be dramatically accelerated if it occurred within a liquid-hydrocarbon-filled basin that is no longer present, leading to the Titan analog of pillow lavas (Lorenz, 1996). Indeed, evidence from the Huygens landing site for liquid methane and ethane just beneath the visible surface (Niemann et al., 2005) suggests that quenching of the outer boundary of the lava by liquid hydrocarbons might occur even in the absence of a large-scale body of liquid. The procedure described above would then overestimate the effective viscosity of the flow, but is still useful in providing an upper bound. It will be interesting to see if flows seen in future radar images yield lower viscosities, which could imply a heterogeneous distribution of hydrocarbon liquids in contact with ammonia–water or ammonia–water–methanol flows.

6. Energetic limits on extent and timing of cryovolcanism

The total heat flow available today within Titan is 6 mW m^{-2} , including accretional, radiogenic and tidal heating associated with the noncircularity of Titan's orbit (Sohl et al., 1995). Most

of the deep heat flux maintains the interior at an elevated temperature and we assume is not available to melt near-surface ices and generate volcanism. We turn instead to tidal heating, limited to 10% of the total heat flow by the requirement to avoid circularizing Titan's orbit over geologic time (Tobie et al., 2005). While plumes of warm ice may rise buoyantly in a convective icy crust, in the absence of tidal heating they will be stopped by an overlying conductive lid and at best cause doming; tidal dissipation in the plume core instead may allow a melt lens to form at the head of the plume (Sotin et al., 2002).

The argument we present here follows that of Lorenz (1996), though with some updated numbers. We assume that the liquid lens is neutrally buoyant, which requires an ammonia–water melt rather than a pure water system (Croft et al., 1988), and that the melt can rise through cracks to be expressed as surface volcanism or near-surface magmatism. The tidal heating must raise the temperature from the ambient value at the conductive-convective interface and melt the fluid; the maximum rate of volcanic resurfacing per unit area is then

$$R = F_{\text{tidal}} / (L + C \Delta T), \quad (2)$$

where F_{tidal} is the tidal heat flux, L the latent heat of melting of the water, C the specific heat and ΔT the temperature rise. For $F_{\text{tidal}} = 10\%$ of the total heat flux (consistent with the model of Grasset et al., 2000), L equal to the melting of pure water ice (an upper limit), $\Delta T = 100 \text{ K}$ (probably an overestimate), and an assumed 10% conversion efficiency of crustal heat to volcanism as for the Earth (Francis, 1993) we find $R \sim 10^{-10} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. This translates into an upper limit for the layer depth, over the age of the Solar System, of 10 km. However, recent models of the thermal evolution of Titan suggest that a convectively unstable Ice-I layer has been present near surface for only the last 0.5–1 billion years (Tobie et al., 2006), which would imply an upper limit of order 1 km. The production rate of stratospheric photochemical debris is $\sim 10^{-12} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, two orders of magnitude lower.

We conclude, therefore, that from an energetic point of view it is possible for volcanic resurfacing to dominate over photochemical burial of the surface and, during the last billion years, crustal features could have been reworked or erased on a global scale by ammonia–water flows. The extent to which the surface has actually been reworked by cryovolcanism will need to be assessed with additional observations from the Cassini Titan Radar Mapper and other remote sensing systems. Our calculated volcanic resurfacing rate is an upper limit; lower values will be obtained by virtue of a lesser amount of ammonia available to provide buoyant, viscous volcanic fluids, lower levels of tidal heating, and inefficiencies associated with freezing in cracks during propagation of fluids to the surface. Further, methane and its photochemical products are intrinsically mobile as liquids circulating through the solid crust or evaporating and condensing in meteorological cycles, and as particulates blown by the winds and transported by liquids. We therefore should expect to see large areas buried by organic solids or reworked by light hydrocarbon liquids even in the presence of a prodigious cryovolcanic eruption rate. The view of Titan provided by radar—large areas covered by radar-dark material in-

errupted by brighter features consistent with water ice—bears out this expectation of complexity created by these competing processes (Elachi et al., 2005b, 2005c).

7. Discussion

If the Ta SAR swath is showing a typical landscape on Titan, we can expect that many other cryovolcanic features will be found elsewhere on Titan during future fly-bys. Present-day cryovolcanic activity is feasible, though it has not been observed. Detection of active cryovolcanism, if any exists, can be attempted by searching for surface changes in overlapping SAR swaths from different fly-bys, however, during the nominal mission, we expect the overlap between SAR swaths to be very limited ($<1\%$ of the surface). Surface changes can potentially also be detected using comparisons between SAR images and data from other remote sensing instruments on Cassini, particularly from VIMS.

The high concentration of volcanic landforms in the Ta strip, in contrast to T3 and T7, leads to the question whether the area around Ganesa might have an unusually high concentration of volcanic features, but much greater surface coverage is needed to examine this possibility. On Mars, the majority of volcanism has occurred on two volcanic provinces: Tharsis and Elysium. The apparent trend of flows away from Ganesa throughout the whole scene is indicative of a broad scale bulge, making the comparison attractive. Given the suggestion that Ganesa may be similar to pancake domes on Venus, perhaps a more appropriate analogue would be that of a large topographically positive corona, which can be as broad as 1100 km across, and typically contain numerous smaller volcanic features, including steep-sided domes.

The findings from the first SAR swath indicate that effusive cryovolcanic features may be common on the surface. Cryovolcanism may be an important resurfacing mechanism on Titan, as discussed above. Based on the small number of impact craters detected to date, the $\sim 6\%$ of Titan's surface imaged by radar to date is very young compared with those from other saturnian satellites. Other instruments on Cassini, notably ISS and VIMS, have not detected additional impact craters so far, though their coverage of the surface is much larger than we have obtained with the radar instrument. We can conclude from these data that widespread resurfacing has occurred and cryovolcanism has likely been an important contributing process.

The topography of cryovolcanic features, though limited at present because of the available data, is of great importance for understanding the rheology and, by inference, the chemical composition, of cryomagmas on Titan. Therefore, accurate topographical measurements of cryovolcanic regions are important for future studies and will be a focus of future investigations.

Cryovolcanic topography is also potentially significant for astrobiology, because the time available for protobiologic chemical reactions (e.g., the conversion of nitriles to amino acids) to occur in cryovolcanic constructs is strongly dependent on their thicknesses (as discussed in Section 3.1). Furthermore, organic compounds formed in Titan's atmosphere will eventu-

ally condense and settle to the surface. If these compounds are exposed to liquid water, through cryovolcanism or impact melt, aqueous chemistry can proceed (Thompson and Sagan, 1992; Lorenz et al., 2001; also see Section 3.1). The nitriles and hydrocarbons can then form more evolved and oxidized prebiotic species such as urea, amino acids and nucleotide bases. A goal for future missions to Titan would therefore be to determine in-situ the composition of features identified to be cryolavas from morphology. As well as of volcanological/rheological interest, such sites are of chemical interest due to the astrobiological implications.

Acknowledgments

We thank the Cassini Titan Surfaces group for helpful discussions, Jayne Aubele and an anonymous reviewer for their helpful reviews, and Giuseppe Mitri and Christophe Sotin for their informal reviews. Part of this work was conducted at the Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, under contract with the National Aeronautics and Space Administration (NASA). We thank the Cassini–Huygens team for the design, development, and operation of the mission. The Cassini–Huygens mission is a joint endeavor of NASA, the European Space Agency (ESA), and the Italian Space Agency (ASI) and is managed by JPL/Caltech under a contract with NASA.

References

- Begét, J.E., Hopkins, D.M., Charron, S.D., 1996. The largest known maars on Earth, Seward Peninsula, northwest Alaska. *Arctic* 49 (1), 62–69.
- Croft, S.K., Lunine, J.I., Kargel, J., 1988. Equations of state of the ammonia–water liquid: Derivation and planetological applications. *Icarus* 73, 279–293.
- Crumpler, L.S., Aubele, J.C., Senske, D.A., Keddie, S.T., Magee, K.P., Head, J.W., 1997. Volcanoes and centers of volcanism on Venus. In: Brougher, S.W., Hunt, D.M., Phillips, R.J. (Eds.), *Venus II*. Univ. of Arizona Press, Tucson, AZ, pp. 697–756.
- Elachi, C., Allison, M.D., Borgarelli, L., Encrenaz, P., Im, E., Janssen, M.A., Johnson, W.T.K., Kirk, R.L., Lorenz, R.D., Lunine, J.I., Muhleman, D.O., Ostro, S.J., Picardi, G., Posa, F., Rapley, C.G., Roth, L.E., Seu, R., Soderblom, L.A., Vetralla, S., Wall, S.D., Wood, C.A., Zebker, H.A., 2005a. RADAR: The Cassini Titan Radar Mapper. *Space Sci. Rev.* 117, 71–110.
- Elachi, C., Wall, S., Allison, M., Anderson, Y., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Janssen, M., Johnson, W., Kelleher, K., Kirk, R., Lopes, R., Lorenz, R., Lunine, J., Muhleman, D., Ostro, S., Paganelli, F., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L., Stiles, B., Stofan, E., Vetralla, S., West, R., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., 2005b. First views of the surface of Titan from the Cassini RADAR. *Science* 308, 970–974.
- Elachi, C., Wall, S., Janssen, M., Stofan, E., Lopes, R., Kirk, R., Lorenz, R., Lunine, J., Paganelli, F., Soderblom, L., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Schaffer, S., Stiles, B., Vetralla, S., West, R., 2005c. Titan Radar Mapper observations from Cassini's Ta and T3 fly-bys. *Nature* 441 (8), 709–713. doi:10.1038/nature0486.
- Ellis, B., Wilson, L., Pinkerton, H., 2004. Estimating the rheology of basaltic lava flows. *Lunar Planet. Sci.* 35, Abstract 1550.
- Fagents, S.A., Greeley, R., Sullivan, R.J., Pappalardo, R.T., Procter, L.M., the Galileo SSI Team, 2000. Cryomagmatic mechanisms for the formation of

- Rhadamanthys Linea, triple band margins, and other low-albedo features on Europa. *Icarus* 144, 54–88.
- Fink, J.H., Bridges, N.T., Grimm, R.E., 1993. Shapes of venusian “pancake” domes imply episodic emplacement and silicic composition. *Geophys. Res. Lett.* 20 (4), 261–264.
- Francis, P., 1993. *Volcanoes: A Planetary Perspective*. Oxford Univ. Press, Oxford, UK.
- Fortes, A.D., Grindrod, P.M., 2006a. A sulfate-rich model of Titan’s interior. 1. Implications for the composition of cryomagmas. *Lunar Planet. Sci.* 37, Abstract 1293.
- Fortes, A.D., Grindrod, P.M., 2006b. Modeling of possible mud volcanism on Titan. *Icarus* 182, 550–558.
- Geissler, P., 2000. Cryovolcanism in the Solar System. In: Sigurdsson, H., et al. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 785–800.
- Grasset, O., Sotin, C., 1996. The cooling rate of a liquid shell in Titan’s interior. *Icarus* 123, 101–112.
- Grasset, O., Sotin, C., Deschamps, F., 2000. On the internal structure and dynamics of Titan. *Planet. Space Sci.* 48, 617–636.
- Grindrod, P.M., Fortes, A.D., 2006. A sulfate-rich model of Titan’s interior. 2. Implications for explosive volcanism. *Lunar Planet. Sci.* 37, Abstract 1294.
- Hulme, G., 1974. The interpretation of lava flow morphology. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 39, 361–383.
- Janssen, M.A., Paganelli, F., Kirk, R., Lorenz, R.D., Lopes, R.M., the Cassini RADAR Team, 2005. Titan’s surface properties from the Cassini RADAR radiometer. *Bull. Am. Astron. Soc.* 37, 739.
- Kargel, J.S., 1995. Cryovolcanism on the icy satellites. *Earth Moon Planets* 67, 101–113.
- Kargel, J.S., Croft, S., Lunine, J., Lewis, J., 1991. Rheological properties of ammonia–water liquids and crystal slurries: Planetological implications. *Icarus* 89, 93–112.
- Kirk, R.L., 1987. A fast finite-element algorithm for two-dimensional photoclinometry. Ph.D. thesis, Caltech.
- Kirk, R.L., Barrett, J.M., Soderblom, L.A., 2003. Photoclinometry made simple. In: *Advances in Planetary Mapping 2003*, Houston, Texas. Available online at http://astrogeology.usgs.gov/Projects/ISPRS/MEETINGS/Houston2003/abstracts/Kirk_isprs_mar03.pdf.
- Kirk, R.L., Callahan, P., Seu, R., Lorenz, R.D., Paganelli, F., Lopes, R., Elachi, C., Cassini RADAR Science Team, 2005. RADAR reveals Titan’s topography. *Lunar Planet. Sci.* 36, Abstract 2227.
- Lopes, R.M.C., Kilburn, C.R.J., 1990. Emplacement of lava flows fields: Application of terrestrial studies to Alba Patera, Mars. *J. Geophys. Res.* 95 (B9), 14383–14397.
- Lorenz, R.D., 1993. The surface of Titan in the context of ESA’s Huygens probe. *ESA J.* 17, 275–292.
- Lorenz, R.D., 1996. Pillow lava on Titan: Expectations and constraints on cryovolcanic processes. *Planet. Space Sci.* 44 (9), 1021–1028.
- Lorenz, R., Mitton, J., 2002. *Lifting Titan’s Veil*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 260 pp.
- Lorenz, R.D., Lunine, J.I., McKay, C.P., 2001. Geological settings for aqueous synthesis on Titan revisited. *Enantiomer* 6, 83–96.
- Lorenz, R.D., Lopes, R.M., Paganelli, F., Lunine, J.I., Kirk, R.L., Soderblom, L.A., Stofan, E.R., Ori, G., Myers, M., Miyamoto, H., Stiles, B., Wall, S.D., Wood, C.A., Cassini RADAR Team, 2006. Fluvial channels on Titan: Meteorological paradigm and Cassini RADAR observations. *Planet. Space Sci.* Submitted for publication.
- Magee, K.P., Head III, J.W., 2001. Large flow fields on Venus: Implications for plumes, rift associations, and resurfacing. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*. Special Paper 352. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 81–101.
- McCord, T., Hansen, G.B., Buratti, B.J., Clark, R.N., Cruikshank, D.P., D’Aversa, E., Griffith, C.A., Baines, K.H., Brown, R.H., Dalle Ore, C.M., Filacchione, R.M., Formisano, V., Hibbits, C.A., Jaumann, R., Lunine, J.I., Nelson, R.M., Sotin, C., Cassini VIMS Team, 2006. Composition of Titan’s surface from Cassini VIMS. *Planet. Space Sci.* Submitted for publication.
- McKenzie, D., Ford, P.G., Liu, F., Pettengill, G.H., 1992. Pancake-type domes on Venus. *J. Geophys. Res.* 97 (E8), 15967–15976.
- McKinnon, W.B., 2006. On convection in ice I shells of outer Solar System bodies, with detailed application to Callisto. *Icarus* 183, 435–450.
- Mitri, G., Showman, A.P., 2005. Convective–conductive transitions and sensitivity of a convecting ice shell to perturbations in heat flux and tidal-heating rate: Implications for Europa. *Icarus* 177, 447–460.
- Mitri, G., Lunine, J.I., Showman, A.P., Lopes, R., 2006. Resurfacing of Titan by ammonia–water cryomagma. *Icarus*. Submitted for publication.
- Neish, C.D., Lorenz, R.D., O’Brien, D.P., Cassini RADAR Team, 2006. The potential for prebiotic chemistry in the possible cryovolcanic dome Ganessa Macula on Titan. *Int. J. Astrobiol.* 5 (01), 57–65.
- Niemann, H.B., Atreya, S.K., Bauer, S.J., Carignan, G.R., Demick, J.E., Frost, R.L., Gautier, D., Haberman, J.A., Harpold, D.N., Hunten, D.M., Israel, G., Lunine, J.I., Kasprzak, W.T., Owen, T.C., Paulkovich, M., Raulin, F., Raean, E., Way, S.H., 2005. Huygens Probe gas chromatograph mass spectrometer: The atmosphere and surface of Titan. *Nature* 438, 779–784, doi:10.1038/nature04122.
- Paganelli, F., Elachi, C., Lopes, R.M., Stofan, E., Wood, C.A., Janssen, M.A., Stiles, B., West, R., Roth, L., Wall, S.D., Lorenz, R.D., Lunine, J.I., Kirk, R.L., Soderblom, L., Cassini Radar Team, 2005. Channels and fan-like features on Titan’s surface imaged by the Cassini RADAR. *Lunar Planet. Sci.* 36, Abstract 2150.
- Pavri, B., Head III, J.W., Klose, K.B., Wilson, L., 1992. Steep-side domes on Venus: Characteristics, geological setting, and eruption conditions from Magellan data. *J. Geophys. Res.* 97, 13445–13478.
- Pinkerton, H., Wilson, L., 1994. Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bull. Volcanol.* 56 (2), 108–120.
- Prockter, L., 2004. Ice volcanism on Jupiter’s moons and beyond. In: Lopes, R.M.C., Gregg, T.K.P. (Eds.), *Volcanic Worlds: Exploring the Solar System Volcanoes*. Praxis Publishing, Chichester, pp. 145–177.
- Plaut, J.J., Anderson, S.W., Crown, D.A., Stofan, E.R., van Zyl, J.J., 2004. The unique radar properties of silicic lava domes. *J. Geophys. Res.* 109, doi:10.1029/2002JE002917. E03001.
- Reffet, E.G., Boubin, G.M., Lunine, J., Radebaugh, J., Lopes, R.M., 2005. Cassini Radar Team cryovolcanic features on Titan: Interpretation of Cassini Radar Data. In: 37th American Astronomical Society Division for Planetary Sciences Meeting, 4–6 September 2005, Cambridge, UK.
- Roe, H.G., Brown, M.E., Schaller, E.L., Bouchez, A.H., Trujillo, C.A., 2005. Geographic control of Titan’s mid-latitude clouds. *Science* 310, 477–479.
- Roberts, K.M., Guest, J.E., Head, J.W., Lancaster, M.G., 1992. Mylitta Fluctus, Venus: Rift-related, centralized volcanism and the emplacement of large-volume flow units. *J. Geophys. Res.* 97, 15991–16016.
- Sharpe, C.F.S., 1968. *Landslides and Associated Phenomena*. Cooper Square, New York.
- Soderblom, L.A., Kirk, R.L., Herkenhoff, K.E., 2002. Accurate fine-scale topography for the martian south polar region from combining MOLA profiles and MOC NA images. *Lunar Planet. Sci.* 33, Abstract 1254.
- Sohl, F., Sears, W., Lorenz, R.D., 1995. Tidal dissipation on Titan. *J. Geophys. Res.* 115, 278–294.
- Sotin, C., Head III, J.W., Tobie, G., 2002. Tidal heating of upwelling thermal plumes and the origin of lenticulae and chaos melting. *Geophys. Res. Lett.* 29 (8), doi:10.1029/2001GL013844. 1233.
- Sotin, C., Jaumann, R., Buratti, B.J., Brown, R.H., Clark, R.N., Soderblom, L.A., Baines, K.H., Bellucci, G., Bibring, J.-P., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Cruikshank, D.P., Drossart, P., Formisano, V., Langevin, Y., Matson, D.L., McCord, T.B., Nelson, R.M., Nicholson, P.D., Sicardy, B., LeMouelic, S., Rodriguez, S., Stephan, K., Scholz, C.K., 2005. Release of volatiles from a possible cryovolcano from near-infrared imaging of Titan. *Nature* 435, 786–789.
- Stevenson, D.J., 1992. Interior of Titan. In: *Proceedings of the Symposium on Titan*, Toulouse, France, 12 September 1991. European Space Agency, Noordwijk, the Netherlands, p. 2933.
- Stofan, E.R., Anderson, S.W., Crown, D.A., Plaut, J.J., 2000. Emplacement and composition of steep-sided domes on Venus. *J. Geophys. Res.* 105, 26757–26772.
- Stofan, E.R., Snrekar, S.E., 2005. Large topographic rises, coronae, large flow fields and large volcanoes on Venus: Evidence for mantle plumes? *Special Paper Geol. Soc. Am., Boulder, CO*, 388, pp. 841–861.
- Thompson, R.W., Sagan, C., 1992. Organic chemistry on Titan—Surface interactions. In: *Proceedings of the Symposium on Titan*, Toulouse, September

1991. ESA SP-338. European Space Agency, Noordwijk, the Netherlands, pp. 167–182.
- Tobie, G., Grasset, O., Lunine, J.I., Mocquet, A., Sotin, C., 2005. Titan’s internal structure inferred from a coupled thermal–orbital model. *Icarus* 175, 496–502.
- Tobie, G., Lunine, J.I., Sotin, C., 2006. Episodic outgassing as the origin of atmospheric methane on Titan. *Nature* 440 (2), 61–64, doi:10.1038/nature04497.
- Tomasko, M.G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushroe, M., Combes, M., Cook, D., Coustenis, A., de Bergh, C., Däfoe, L.E., Dooze, L., Douté, S., Eibl, A., Engel, S., Gliem, F., Grieger, B., Holso, K., Howington-Kraus, A., Karkoschka, E., Keller, H.U., Kirk, R., Kramm, R., Küppers, M., Lelouch, E., Lemmon, M., Lunine, J., McFarlane, E., Moores, J., Prout, M., Rizk, B., Rosiek, M., Rüffer, P., Schröder, S.E., Schmitt, B., See, C., Smith, P., Soderblom, L., Thomas, N., West, R., 2005. Rain, winds and haze during the Huygens probe’s descent to Titan’s surface. *Nature* 438, 765–778.
- Wadge, G., Lopes, R.M.C., 1991. The lobes of lava flows on Earth and Olympus Mons, Mars. *Bull. Volcanol.* 54, 10–24.
- Yung, Y.L., Allen, M., Pinto, J.P., 1984. Photochemistry of the atmosphere of Titan: Comparison between model and observations. *Astrophys. J. Suppl. Ser.* 55, 465–506.

E.1.3 *Radebaugh et al.*, Icarus, 2008



Dunes on Titan observed by Cassini Radar

J. Radebaugh^{a,*}, R.D. Lorenz^b, J.I. Lunine^c, S.D. Wall^d, G. Boubin^e, E. Reffet^e, R.L. Kirk^f,
R.M. Lopes^d, E.R. Stofan^g, L. Soderblom^f, M. Allison^h, M. Janssen^d, P. Paillouⁱ, P. Callahan^d,
C. Spencer^a, the Cassini Radar Team

^a Department of Geological Sciences, Brigham Young University, Provo, UT 84602, USA

^b Space Department, Planetary Exploration Group, Johns Hopkins University Applied Physics Lab, Laurel, MD 20723, USA

^c Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA

^d Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, CA 91109-8099, USA

^e LESIA, Observatoire de Paris, 92195 Meudon, France

^f United States Geological Survey Astrogeology Division, Flagstaff, AZ 86001, USA

^g Proxemy Research, Bowie, MD 20715, USA

^h Goddard Institute for Space Studies, 2880 Broadway, New York, NY 10025, USA

ⁱ Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers, UMR 5804, Floirac, France

Received 22 March 2007; revised 26 September 2007

Available online 21 November 2007

Abstract

Thousands of longitudinal dunes have recently been discovered by the Titan Radar Mapper on the surface of Titan. These are found mainly within $\pm 30^\circ$ of the equator in optically-, near-infrared-, and radar-dark regions, indicating a strong proportion of organics, and cover well over 5% of Titan's surface. Their longitudinal duneform, interactions with topography, and correlation with other aeolian forms indicate a single, dominant wind direction aligned with the dune axis plus lesser, off-axis or seasonally alternating winds. Global compilations of dune orientations reveal the mean wind direction is dominantly eastwards, with regional and local variations where winds are diverted around topographically high features, such as mountain blocks or broad landforms. Global winds may carry sediments from high latitude regions to equatorial regions, where relatively drier conditions prevail, and the particles are reworked into dunes, perhaps on timescales of thousands to tens of thousands of years. On Titan, adequate sediment supply, sufficient wind, and the absence of sediment carriage and trapping by fluids are the dominant factors in the presence of dunes.

© 2007 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Titan; Satellites; surfaces; Saturn; satellites

1. Introduction

The Cassini radar instrument (Titan Radar Mapper) in orbit around Saturn has brought to our awareness many unexpected, Earth-like, geological features on Saturn's largest moon, Titan. River networks (Lorenz et al., 2007; Barnes et al., 2007; Stofan et al., 2006; Elachi et al., 2006; Tomasko et al., 2005) are probably carved by methane and/or ethane, yet are similar in scale and morphology to terrestrial, water-carved channels. Lobate, cryovolcanic flows are likely composed of a water ice mix-

ture, yet are similar in scale and morphology to terrestrial planet basaltic lava flows (Lopes et al., 2007; Barnes et al., 2006; Stofan et al., 2006; Elachi et al., 2005). One of the most surprising of the geological discoveries made thus far for Titan is the presence of thousands of dunes (Elachi et al., 2006; Lorenz et al., 2006). These have interesting variations in behavior and morphology on a local scale, but are largely zonal (W-E, or 90° from N) in orientation, 1–2 km wide, 1–4 km apart, up to 150 m high, and up to more than one hundred kilometers in length (Fig. 1; Lorenz et al., 2006; Elachi et al., 2006; Boubin et al., 2005). They are likely comprised of particulates of primarily organics and some water ice (e.g., Soderblom et al., 2007; see Section 6) and are found mostly near equa-

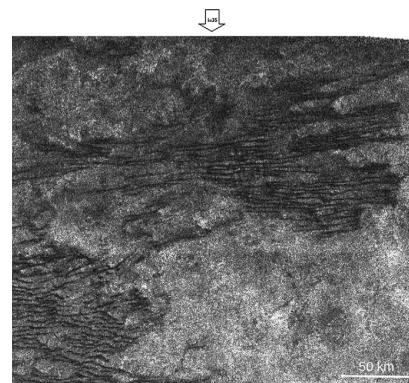


Fig. 1. Dunes seen in the western T3 swath (100° W, 10° N). These dunes exhibit discrete, fine, widely separated, and sinuous longitudinal dune morphologies. Image obtained February 2005, ~ 300 m resolution, north is up, arrow indicates direction of radar illumination with incidence angle contained.

torial regions (Lorenz et al., 2006; Radebaugh et al., 2006; Lopes et al., 2006). In the present paper, we follow up on the discovery of dunes on Titan with an assessment of their extent, locations, lengths and orientations, and discuss implications for global and local atmospheric wind patterns as determined from radar observations in the first half of the Cassini tour.

2. Correlation of wind and planetary aeolian features as motivation

The mere existence of aeolian features carries the implication that winds can be forceful enough to move surface materials. But the type and orientation of dunes (and aeolian features in general, notably streaks; e.g., Turtle et al., 2007) can be used to infer the net transport direction of material—in essence a weighted vector sum of the long-term wind field. The weighting may be roughly by the cube of wind speed, since transport is highly non-linear (opinions vary as to whether a threshold-and-square law or a cube-law is most appropriate; e.g., Townsend, 1976; McLean et al., 1994). Further, the dune type carries implications about the variability about that vector sum.

Large-scale correlation of wind directions predicted by global circulation models (GCMs) with observed aeolian indicators has been done on Earth (Blumberg and Greeley, 1996) and Mars (e.g., Greeley et al., 1992). In general, good correlations exist, although the resolutions of the models employed in these studies were rather modest (5 – 10°) and it was noted that sub-grid-scale topography can substantially alter the near-surface wind direction. It may be that for both planets further studies of this type are merited, using the better mesoscale and nested models and much improved remote sensing datasets that have been developed in the last decade.

Saunders et al. (1990) attempted to predict the large-scale patterns of aeolian features based on general properties of the venusian atmospheric circulation. They predicted sand streaks and net sand transport downhill and in the direction of atmospheric super-rotation (on Venus, E-W). While these trends were observed, Dobrovolskis (1993) noted that predicted mean transport would be generally away from the equator, contrary to the wind streaks observed by Magellan. Although introduction of a mean Hadley circulation corrected the direction of predicted winds to be more in agreement with wind streaks, the predicted friction speeds remained inadequate. While these disagreements may be considered in a sense unsatisfactory, they do show how aeolian features can act as an informative constraint on deep atmospheric circulation. Further, it should be noted that while aeolian features (and large dunes in particular) are extremely rare on Venus (Weitz et al., 1994), on Titan their sizes and abundance make prospects much more hopeful for constraining circulation patterns.

Study of dune patterns, and thus winds, is important for improving our fundamental understanding of the tropospheric circulation of Titan and also for planning future exploration missions there. Titan has active precipitation (Tomasko et al., 2005; Porco et al., 2005; Griffith et al., 2006; Tokano et al., 2006) and other similarities to Earth but few other observational constraints, and future missions may use a balloon or other aerial platform and exploit the winds (Tokano and Lorenz, 2006) to cover large areas of the diverse surface.

3. Radar observations of dunes

Cassini Radar observations of the morphologies of Titan's dunes are described in this section and the next, first in a broadly introductory manner in chronological order and then in terms of dune interactions with topography. Dunes were first observed by Cassini Radar's 2.17 cm wavelength Synthetic Aperture Radar (SAR) mode in the T3 flyby radar swath (February 2005; 10° – 130° W, 0° – 20° N; see Elachi et al., 2006) NE of the region Xanadu as thin, radar-dark lines, clumped together in groups of several hundred scattered in patches across the swath (Fig. 1; Table 1). The features, originally termed "cat scratches" before their origin was ascertained, appeared to superpose base materials having more subtle radar variations, and they meandered around or terminated at features of apparently high topography (Fig. 2).

It was determined that these features were longitudinal (linear) dunes, due to their morphologic similarity to longitudinal dunes found on Earth's Namib, Saharan, Arabian, U.S. Southwest, and west-central Australian deserts (Fig. 3; Lorenz et al., 2006), and their similar interaction with surrounding terrain. Dunes have since been observed in all other radar swaths observing regions equatorward of 30° latitude, and up to 55° latitude in isolated cases (Fig. 4). In addition, dunes have been observed in high-resolution areas dark to Cassini ISS (Imaging Science Subsystems, 938 nm; Porco et al., 2005) and spectrally distinct to Cassini VIMS (Visual and Infrared Mapping Spectrometer, in the near-infrared; Soderblom et al., 2007; Barnes et al., in preparation) (Fig. 4).

* Corresponding author. Fax: +1 801 422 0267.

E-mail address: jani.radebaugh@byu.edu (J. Radebaugh).

Table 1
Cassini Radar swaths with dune observations through mid-2007

Fly-by	Date	Latitude range	Longitude range (W lon)	Swath % w/dunes	Num. measured	Mean length (km)	SD (km)	Mean orientation	SD (°)
T3	02/15/2005	0°–20° N	10°–130°	40	2350	16	10	88°	24
T8	10/28/2005	5°–20° S	190°–320°	70	3294	38	21	82°	14
T13	04/30/2006	5°–20° S	70°–170°	20	1082	31	18	109°	17
T16	07/22/2006	20°–80° N	320°–180°	5	168	51	24	84°	14
T17	09/07/2006	5°–10° N	40°–80°	90	1027	33	17	82°	14
T19	10/09/2006	0°–85° N	340°–150°	10	455	48	34	82°	14
T21	12/12/2006	30° S–50° N	180°–300°	20	n.y.a.	n.y.a.		n.y.a.	
T23	01/13/2007	40° S–60° N	330°–100°	15	n.y.a.	n.y.a.		n.y.a.	
T25	02/22/2007	30° S–85° N	340°–60°	15	n.y.a.	n.y.a.		n.y.a.	
T28	04/10/2007	20° S–80° N	340°–40°	10	n.y.a.	n.y.a.		n.y.a.	
T29	04/26/2007	0°–85° N	320°–40°	5	n.y.a.	n.y.a.		n.y.a.	

Notes. Comparative morphologic analyses have been done for all swaths listed (n.y.a. = specific measurements not yet available). Lengths shown terminate at branches (see text). See Fig. 4 for swath locations.

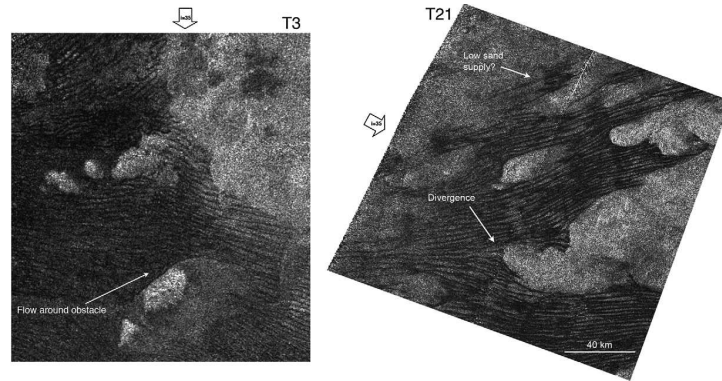


Fig. 2. Dunes from the T3 (~20° W and 5° N) and T21 (~20° N, 280° W) swaths. These features are affected by topography. Dunes in the eastern T3 swath change orientation from W-E to NW-SE and to SW-NE at the western margin of the ejecta blanket of Sinlap crater, seen on the east side of the image. Isolated, radar-bright features are radar illuminated peaks with erosional blankets that, along with dunes, indicate a wind direction of E-SE. Dunes in the T21 image divert to the north and some to the south of the western margins of topographically high obstacles. Images obtained February 2005 and December 2006, ~300 m resolution, north is up, arrows indicate direction of radar illumination for each with incidence angle contained.

In the T8 observation (October 2005; 190°–320° W, 5°–10° S) dunes were found in the radar- and optically-dark region Belet in the form of massive dune regions termed “sand seas” (Fig. 5; Lorenz et al., 2006; Lunine et al., 2008). Dunes in sand seas are closely spaced, are highly linear in form, and often have radar-dark (though not as dark as the dunes) interdune material. Radar backscatter reflection from Cassini-facing, or uprange, surfaces was observed in Belet, indicating the radar-dark features are topographically high compared with their surroundings, and further confirming their classification as dunes.

Identification of features on Titan can be highly dependent on radar look direction (see Paganelli et al., 2006). We compared overlapping observations of a dune region near 290° W

longitude obtained from different look directions to address the question of whether dune identification is dependent on radar look direction. Given that nearly every dune that is visible in one image is visible in the other obtained at nearly 70° azimuth from the first (Fig. 6), we conclude that look direction is not as important for dune identification as for other features. Thus dunes are likely compositionally different from surrounding and underlying materials (or materials in the dunes absorb radar better due to their particulate nature). One dune feature stands out prominently in one image in Fig. 6, however, and not the other. Radar-bright lineations can be seen on dune faces oriented perpendicular to the direction of radar illumination, due to reflection off a sloping surface (Fig. 6), similar to the reflections seen in the Belet region described above.

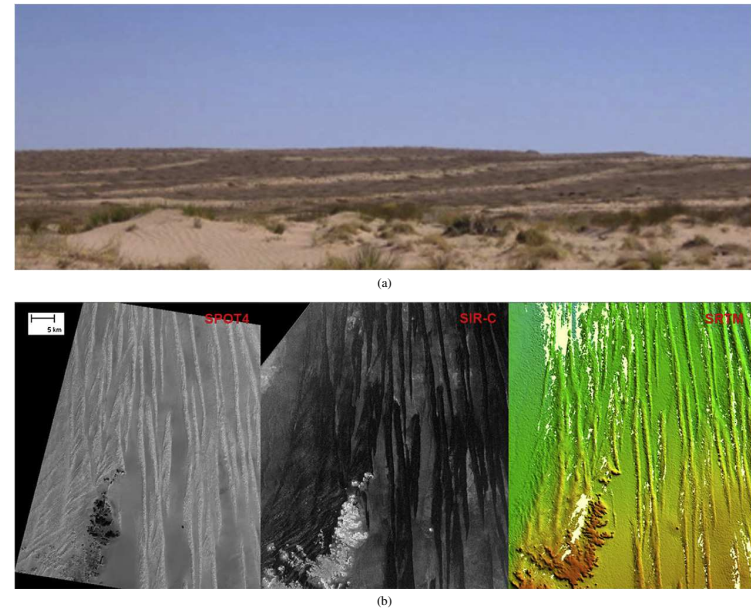


Fig. 3. (a) Hand held image taken by R. Lorenz of longitudinal dunes near Moenkopi, NE Arizona. Although many of the dunes are stabilized by vegetation, their longitudinal form is evident. The dunes are affected by topographical obstacles, as is seen on Titan. (b) SPOT4 (visible)/SIR-C (C-band SAR)/SRTM (topography) scene of a region of the Great Sand Sea in southwestern Egypt. The Great Sand Sea spans 650 km between Siwa Oasis in the north and the Gifl Kehir plateau in the south. Its average width is about 300 km from the Libyan border to the west and Farafr Oasis depression to the east. The dune axes trend north–south, parallel with the prevailing wind direction. The imaged region is located around (24° 30′ N, 25° 55′ E) and covers approximately 55 by 70 km. North is up. Linear dunes are deviated by a small plateau located in the lower left part of the image (mean altitude 800 m). Dune height is around 70 m and mean dune separation is about 1.5 km. SPOT4/SIR-C/SRTM images courtesy of NASA.

4. Dune interactions with topography

Dunes often show they have been morphologically controlled by features having bright/dark pairings indicative of high topography termed “mountains” (Figs. 2 and 5; Radebaugh et al., 2007). These mountains are radar-bright, due to slope illumination (with paired dark pixels due to shadowing of down-range slopes), to the compositional or structural nature of the bedrock, and to the roughness at 2.17 cm of the erosional blankets surrounding the peaks. Mountains in dune regions can approach 2 km in height above their surrounding base materials, which gradually slope down to the regional base level (Radebaugh et al., 2007). Moderately radar-bright aureoles of extent several to tens of kilometers often extend from the mountains roughly to the east, aligned with the dunes in that region (Fig. 2). These have blunt margins on the west sides of the mountains, and they gradually merge into the background materials to the east. They are interpreted as materials that have

been eroded from the mountains, likely by methane rainfall, and redeposited by eastward-flowing winds (Fig. 2; Barnes et al., 2007; Radebaugh et al., 2007). These preferentially oriented aureoles are radar-bright, probably as a result of compositional differences from underlying materials rather than from roughness at 2.17 cm. This is because Titan’s winds do not regularly transport materials of this size (Lorenz et al., 2006) and these observations are consistent with infrared (ISS and VIMS) observations of the same areas. Dunes at the western margins of mountains are shorter and are oriented slightly north and south of the original Eastward direction. Dunes appear to curve around mountain margins, becoming parallel to the typical dune direction for the area away from these margins. This is seen in many regions, such as near Sinlap crater, which was observed in the T3 swath (~15° W, 10° N) (Fig. 2). The presence of multiple obstacles can lead to a broad sinuosity of the dunes on a wavelength scale similar to the spacing of the obstacles. This is observed in dunes of the Fensal sand sea NE of Xanadu,

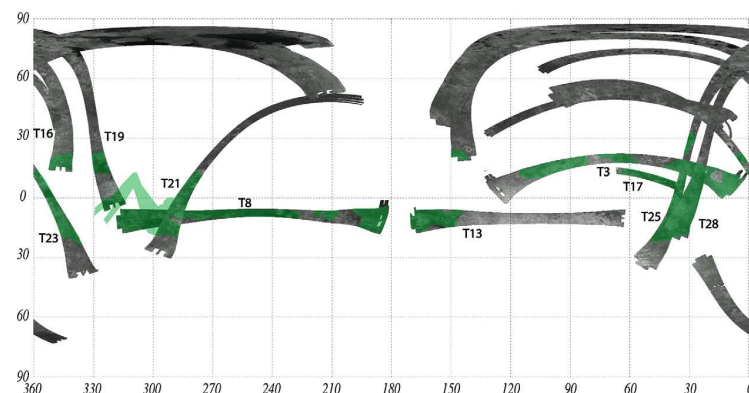


Fig. 4. Plot of dune coverage on Titan as seen in Cassini Radar swaths. All regions on Titan containing a high proportion of dunes as seen in SAR swaths (Ta through T28) are outlined in dark green. Swaths are delineated by flyby number and are labeled close to the major dune areas. Dune-populous areas occur at Titan's equatorial regions.

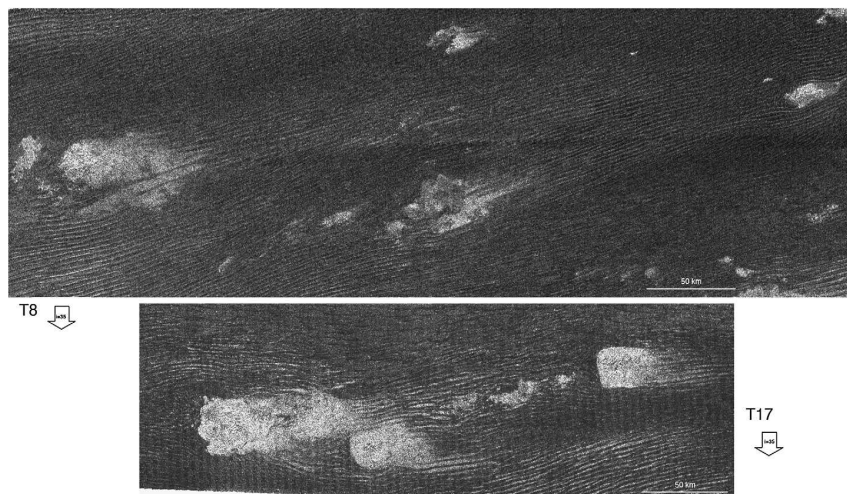


Fig. 5. Dunes in the T8 Belet sand sea (top, $\sim 260^\circ$ W, 5° S) and the T17 Fensal sand sea (bottom, $\sim 50^\circ$ W, 10° N). Both regions are effectively covered in dunes that are closely spaced and highly parallel. Dunes divert around mountains and other topographic features, and they create a broadly sinuous pattern in the T17 image. Radar-bright, underlying substrate can be seen between some dunes, in particular, close to topographic obstacles in the T17 region. In the lower left corner of the T8 image, bright lineations associated with the dunes are radar backscatter returns indicating steep, uprange faces. Images obtained October 2005 and September 2006, ~ 300 m resolution, north is up, arrows indicate direction of radar illumination for each with incidence angle contained.

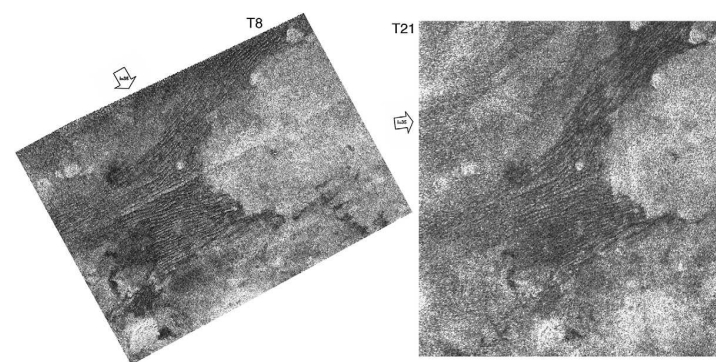


Fig. 6. Images of the same region at $\sim 10^\circ$ S, 280° W, obtained October 2005 (T8) and December 2006 (T21). These reveal that dune detection is not strongly dependent on radar viewing angle, as these were obtained with a 70° separation of radar azimuth. Most individual dunes are visible in both images; however, some features differ between images. Radar reflection off of dune faces is only evident when radar azimuth is perpendicular to the dune long axis (T8 image, left), and further confirms that dunes are in fact positive-relief features. ~ 300 m resolution, north is up, arrows indicate direction of radar illumination for each with incidence angle contained.

obtained in the T17 swath (September 2006; 40° – 70° W, 5° – 10° N; Fig. 5).

Dunes on the western and northern margins of the Belet sand sea, seen in the T21 observation (December 2006; 20° S– 30° N, 260° – 300° W) are similar in morphology to the short, widely-spaced dunes of the T3 region. They are distinct from surroundings, divert around topography and terminate at regions that may have a sufficiently high slope to preclude dune progression (Fig. 2). This is also true for dunes east of Sinlap crater in the T23 swath (January 2007; 20° N– 25° S, 340° – 10° W) that wrap around topographically high, bright features and overlap lower features. That dunes do not climb up on topographic obstacles is a limitation on the slope of the feature. For example, Cooke et al. (1993) states that an obstacle must have a steep upwind slope (30° – 50°) to prohibit dunes from climbing (see also Bourke et al., 2004). However, most measurable mountain peaks on Titan have slopes of $\sim 10^\circ$ (Radebaugh et al., 2007) with surrounding blankets much less steep, so further research must be done in this area.

The radar- and optically-bright region Xanadu, found at Titan's equatorial leading hemisphere (90° W– 150° W), may be slightly elevated above surrounding terrains. Evidence for this includes observations of dunes just west of Xanadu, imaged during the T13 flyby (April 2006; 5° – 15° S, 150° – 170° W). These are closely spaced, with radar-dark interdune materials, similar to dunes in the other sand seas, Fensal and Belet. These dunes show marked evidence of diversion around Xanadu, as most dunes are oriented SE just west of the Xanadu margin.

5. Dune sizes

Using 1-D radarclinometry across the radar-bright (uprange) and paired dark surfaces (indicating radar shadowing) on the

downrange surface) of dunes in the Belet sand sea, slopes of $\sim 10^\circ$ and related heights of 100–150 m were determined (Lorenz et al., 2006; Kirk et al., 2005). These are similar to the slopes and heights of Namib longitudinal (linear) dunes (Lorenz et al., 2006; Bagnold, 1942; Lancaster, 1982) and to sizes of features seen by VIMS and ISS (Barnes et al., in preparation; Turtle et al., 2007). In addition, echo widths from radar altimetry compared to waveform simulations over dunes correspond to heights of 100–200 m and spacings ≥ 10 times the height (Callahan et al., 2006), in good agreement with SAR observations and radarclinometry measurements.

We measured widths, lengths, separations, and orientations of all dunes on Titan observed through the T19 flyby (October 2006). All measurements were made on features in oblique cylindrical BIDR images (256 pixels/degree, range and azimuth resolution ~ 300 m) obtained when Cassini RADAR was in SAR imaging mode. The USGS image processing program ISIS was used to obtain start/end latitude/longitude positions and lengths of features, from which were derived orientations clockwise Titan polar north. A dune is considered to have a W-E (90° from north) orientation if a line parallel to its long axis is oriented parallel to Titan's lines of equal latitude. 2315 dunes measured from the T3 swath had a mean width (width being the short-distance extent of dark material) of 1 km, while 1255 had a mean dune spacing (crest-to-crest distance) of 3 km. These mean widths and spacings are similar to those of longitudinal dunes in the Saharan and Namibian deserts (Lancaster, 1989). Comparably extensive measurements of dune widths and spacings have not yet been systematically made in other regions; however, spot checks give typical widths of 1–2 km and spacings of 1–4 km.

Small-scale (< 200 – 300 km on a side) dune fields with definite margins have dunes with the most discrete appearance, and

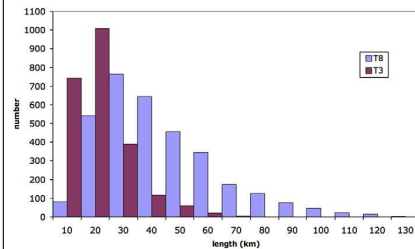


Fig. 7. Dune lengths for the regions of sparse dune field populations (T3) and for sand seas (T8). Dunes in the sand seas region are longer than those restricted by sand supply and obstacles.

thus the most easily quantifiable dune lengths. 2350 dunes measured in the T3 swath have lengths ranging from 1 to 79 km and a mean length of 16 km (Fig. 7; Table 1).

Lengths of dunes in sand seas are quantified differently than in the smaller dune fields. The Belet sand sea stretches nearly 2000 km, and there are dunes across its length, but dune forms in this area are more complex and make beginnings and endings more difficult to determine. We chose to stop measuring a dune if it (1) could no longer be seen, (2) branched (for example in Y-junctions), or (3) changed direction. These criteria may have led us to systematically underestimate the length of dunes, so the absolute length values should be regarded with some reservation. Any measurement bias should be similar in all areas, however, so that the results will still be useful for comparing dune lengths across different regions. Dunes in the Belet sand seas, for example, are longer on average than those in the T3 region, where we interpret topographical features and smaller sand supply preclude the formation of long dunes (Fig. 7; Table 1). Terrestrial sand seas often extend for hundreds of kilometers (McKee, 1982; Lancaster, 1982) and individual dunes with multiple branches have been measured to extend well over 100 km (Lancaster, 1995). Future surveys of Titan's dunes ignoring branching as length delineators can be compared with these terrestrial surveys, and will undoubtedly produce a substantial number of dunes > 100 km in length.

6. Dune type and composition

Longitudinal dunes are classified as such on Earth based on their length (usually more than 20 km), straightness, parallelism, regular spacing, and ratio of high dune to interdune areas (Lancaster, 1982). There are many morphological variations on this general form. On Titan, dunes are organized into two major categories, described here and above as dune fields and sand seas. Dune fields, such as those found in isolated patches or on the margins of sand seas, are small (from several to a few tens of kilometers long), highly discrete, and have a dune spacing greater than the global mean of 2 km. In some regions, these dunes are highly sinuous on a short-wavelength scale (Fig. 1).

Sometimes the dune ends diverge, further increasing their local separation, or seem to gradually dwindle out. These dunes either form in regions of relatively low sand supply, are restricted by topographic constraints, such as elevated landforms, or are at a different evolutionary stage than those in the sand seas. These observations are consistent with the behavior of dunes on Earth so constrained (Fitzsimmons, 2006), which lends support to this interpretation of smaller sand supply and topographic restrictions altering dune morphologies.

Dunes in Titan's sand seas have a dune spacing of ~1 km, less than the global mean of 2 km, and often have radar-dark interdune material, indicating a high amount of sediment in those regions. These dunes are very straight for many tens to hundreds of kilometers, and are highly parallel. Because of their small dune spacing, there are a greater number of branches in a given area than in the dune fields. Despite these variations in morphologies in the two major dune region types, the vast majority of dunes on Titan are still classified as longitudinal. In fact, there are very few dune fields on Titan observable at radar resolution (~300 m/pixel) that are not longitudinal in type. In a couple of isolated regions near topography, dunes are more closely spaced and sinuous and have orientations perpendicular to the regional trend, typical of transverse dunes (illustrated in Lorenz et al., 2006). A couple of other regions have two clear longitudinal dune trends at angles separated by less than 60°, overprinted on one another (Fig. 8). These regions are relatively small (<100 × 100 km) and may be associated with the interaction of winds with topography or with a regional or seasonal shift in general wind direction.

Material properties on Titan are not yet well known. Regions determined to be water ice-rich and separately aerosol-rich (perhaps tholin dust) by Cassini VIMS do not have an obvious correlation with regions that are near-infrared (ISS) and radar-bright across Titan's surface (Soderblom et al., 2007), indicating surface chemistry processes are complicated and not easily delineated geomorphologically. However, perhaps the best correlation across instruments in terms of Titan's surface composition may occur in the dunes. Dunes are dark in radar and near-infrared images (ISS and VIMS) (Soderblom et al., 2007; Porco et al., 2005; Barnes et al., in preparation) and correlate with the VIMS dark brown units, which are inferred to be water ice-poor (Soderblom et al., 2007). Radar radiometry measurements of dune regions suggest the measured dielectric constant is consistent not with water ice but with fine-textured organics (Paganelli et al., 2007a, 2007b). Very low volume scattering is seen in the dunes, which could result from signal return from smooth surfaces with homogeneous, highly absorbing, fine-grained particles of solid organics (Paganelli et al., 2007a, 2007b). Given the dune morphology and known atmospheric density at Titan's surface, we estimate the saltating particles to be 100–300 μm in size (Lorenz et al., 2006). Aerosols reworked into hydrocarbon and/or nitrile solids may precipitate from the atmosphere in solid form (think snow; Soderblom et al., 2007). These may combine with products created by methane rainfall and erosion of water–ice bedrock to be deposited in low areas. Persistent winds in Titan's dense

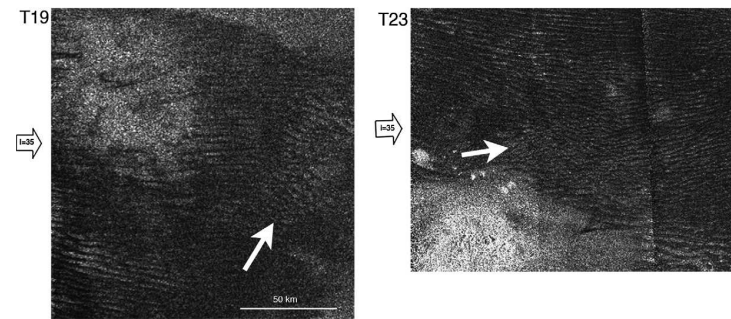


Fig. 8. Dunes from the T19 (October 2006, 10° N, 320° W) and T23 (January 2007, 0°, 350° W) swaths. These regions (located by white arrows) show two dominant dune long axis orientations separated by approximately 60°, indicating a local change in wind pattern. Images ~300 m resolution, north is up, arrows indicate direction of radar illumination for each with incidence angle contained.

atmosphere then entrain the particulate deposits and organize them into longitudinal dunes.

7. Dune orientations and wind direction

Longitudinal dunes form in Earth's deserts under several major and widely different wind regimes. They can be found in wide unimodal (winds from one main directional sector), bidirectional (winds from two distinct directions) and even complex (more than two modes) wind regimes (Fryberger and Dean, 1979). Beyond minor characteristics, such as crestline sharpness and meander (e.g., Tsoar, 1983), which are not visible at Cassini Radar resolutions, these different wind regimes do not provide profound clues to their presence through dune morphologies. Other clues must be analyzed with dune orientation to provide evidence of wind direction. The prevailing wind hypothesis of longitudinal dune formation, based on conditions of wide unimodal winds, involves transportation of sediments along the dune axis. Thus winds prevail in a direction parallel to the long axis of the dunes with minor off-axis components (e.g., Blandford, 1877; Folk, 1971; Fryberger and Dean, 1979; Lancaster, 1995). The off-axis components act to "shepherd" the dunes into their linear forms and to remove the sands from in between the dunes, exposing the underlying bedrock. The long axes of most dunes on Titan are regionally parallel to the thin, radar- and near-IR-bright blankets that flank the eastern sides of topographic features, thought to be blankets of eroded material blown downwind. Also, many dunes curve around the western margins of obstacles and resume their original orientations on the eastern margins, similar in many ways to fluid flow around obstacles and islands in a stream bed. Finally, winds measured by the Huygens probe, which landed near the equator east of the Belet sand sea, were toward the east near the surface (Tomasko et al., 2005). For these reasons, the prevailing wind hypothesis for dune formation is appealing for Titan. Because dunes are oriented mostly W-E (Figs. 1, 2, 5, 6, and see below), this means that winds on Titan between ±30° latitude are

dominantly eastward, related to zonal winds of similar direction (Bird et al., 2005), but with minor, fluctuating tidal winds (Lorenz et al., 2006).

However, there are also aspects of the two-wind, or resultant, model of dune formation (e.g., Tsoar, 1983; Lancaster, 1995; Rubin and Ikeda, 1990), which is based on conditions of bidirectional winds, that have merit for Titan. This wind regime exists in the Namib sand sea in SW Africa, where there are many morphological analogues for Titan. Most of the year, winds blow from the SW, but in the winter they change dramatically to come from the NE (Lancaster, 1980; McKee, 1982). This situation causes the formation of longitudinal dune forms on the scale of those on Titan, it leads to the divergence of dunes around topographic obstacles, and it means yearly averaged sand transport rates are low, leading to an overall accumulation of sand in the Namib sand sea region (Wilson, 1971; Fryberger and Ahlbrandt, 1979). In addition, it could help explain why particles have accumulated in Titan's sand sea regions. A dramatic, seasonal shift in wind direction, similar to what occurs in the Namib sand sea, could lead to net deposition of sand in the sand sea regions. Another possibility is that sand transport is affected by large topographic features, such as Xanadu, which rests east of Belet and related sand seas and west of Fensal, as has occurred on Earth (e.g., Maingnet and Callot, 1978; Bowen and Lindley, 1977). This bidirectional wind condition would also help resolve the current paradox between observations of dune morphologies and tidal wind models that call for westward wind flow (Tokano and Neubauer, 2005).

Based on the discussion above, we assume that dune orientations, in conjunction with wind streaks and other patterns listed above, can be used to provide constraints on local, regional, and global mean wind directions. We report orientations for 8376 dunes measured in the T3, T8, T13, T16, T17, and T19 swaths (Table 1; Fig. 9). Detailed distributions of dune orientations for each swath taken as a whole are outlined. The swaths are long and narrow compared to the more equant areas that one might

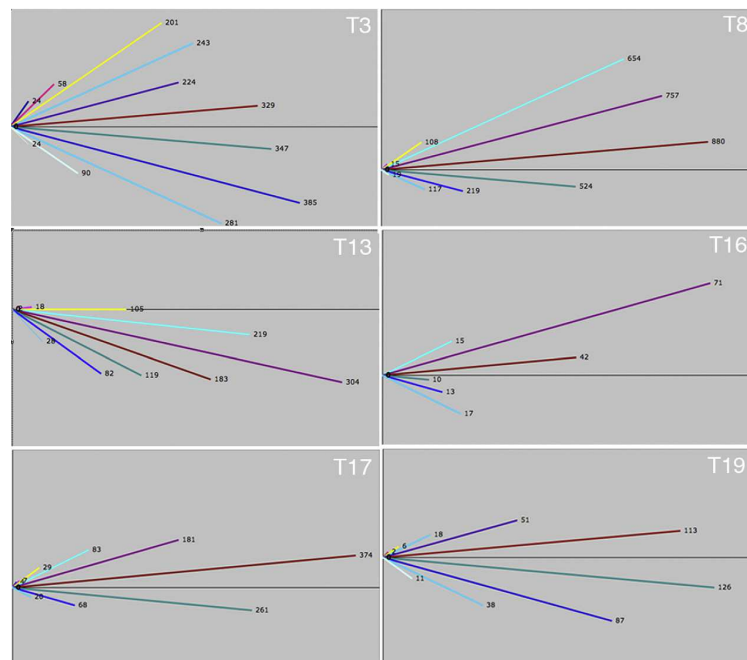


Fig. 9. Orientations of all dunes reported by swaths as rose diagrams, with line lengths corresponding to numbers of dunes found at that orientation. T3 covers the region north of Xanadu and has two impact craters and a number of mountains, T8 is within the Belet sand sea, T13 covers the sand sea west of Xanadu, T17 is in the Fensal sand sea north east of Xanadu, and T19 is at the equator, west of Belet (see Fig. 4 for swath locations).

choose to sample different terrains if not limited by the image coverage, but dunes measured within a single swath are typically found within only one or two major regions, and thus statistics from them can be considered regional in scope (see Fig. 9 caption). Both across swaths and within smaller regions, dune orientations are roughly W-E (90° from N). This is likely a direct reflection of the long-term mean wind direction. Note (Fig. 9) that there is not much variation from the mean orientation of 88° in dunes from the T8 swath (SD 14°), where the relatively uniform Belet sand sea (Fig. 4; 230° – 290° W, 5° S) dominates dune trends, while there is considerable scatter from the mean orientation of 70° (SD 24°) in dunes from the T3 swath (see Fig. 4), where there are more isolated dune patches working their way around topography.

The T3 swath also covers the area just north of the mountainous region Xanadu, and T3 dunes show a broad trend of arcing around Xanadu. Dunes at the west end of T3 (100° – 130° W, 0° – 5° N), have a mean orientation of 86° (Boubin et al., 2005) while dunes found in the middle of the T3 region (50° – 80° W)

have a mean orientation of 77° . Those dunes found on the east end of the T3 swath (10° – 30° W) have a range of orientations related to divergence around the 80 km diameter impact crater Sinlap (Fig. 2). Dunes south of Sinlap have a mean orientation of 120° . These data reveal that dunes have been diverted by topographic features on a local and a regional scale.

The T13 dunes, found on the west margin of Xanadu (see Fig. 4), have a mean orientation of 109° (SD 17°). Again, the winds in this region demonstrate the appearance of diverting around Xanadu in the form of a southward deviation of dunes from the typical W-E.

To observe changes in wind patterns on a more local scale, dunes were analyzed in $5^\circ \times 5^\circ$ latitude–longitude boxes across Titan. Several interesting patterns are evident (Fig. 10). First, dunes in the broad, relatively uninterrupted Belet sand sea just below the equator (230° – 290° W, 5° S) may reveal the most “typical” wind pattern for equatorial Titan, almost exactly eastward, with a slight equatorward trend (to the N). This equatorward trend is also seen in the T17 swath (40° – 70° W, 5° – 10° N)

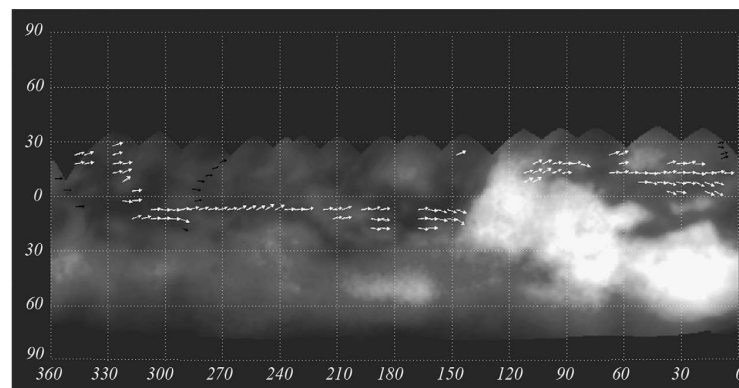


Fig. 10. Orientations of all dunes measured on Titan, binned in $5^\circ \times 5^\circ$ latitude–longitude boxes. Histograms of dune azimuths were calculated for each box (dunes with length less than 5 km were discarded). Line orientations indicate mean dune orientations and arrowheads indicate hypothesized wind directions. Black vectors are preliminary measurements through T23. Image basemap courtesy of NASA Hubble Space Telescope.

(to the S), and is in agreement with wind models (e.g., Tokano and Neubauer, 2002), so this is a satisfying result. However, dunes north of the equator are deflected northward in several other locations, for example in the T19 swath (310° – 330° W, 0° – 10° N), in the T16 swath (140° W, 20° N), and in the middle of the T3 swath (60° W, 20° N). Dunes north of the equator may be deflected by other regions of high topography that are not yet revealed to radar, or their orientations may be used to help revise the equatorward wind models.

Dunes in the T3, T13, and even T17 swaths show evidence of having been deflected by the massive Xanadu region (Fig. 10).

8. Global distribution and climate

The distribution of dunes across Titan’s surface may give an indication of global, climatological processes, although certain assumptions must be made. Although dunes typically form on Earth in deserts, defined by their lack of a threshold yearly precipitation level, it is primarily sufficient sand supply and winds that control the presence of dunes. Thus, although increased precipitation levels, which would also elevate local humidities, may increase the “stickiness” of particles and inhibit their transport, we cannot readily relate the presence of dunes to conditions of low precipitation; although it will be discussed that other factors may contribute to a positive correlation. For example, because Titan’s dune particles are likely mostly derived directly from atmospheric sources rather than surface erosion, the carriage of particles by meteoric liquids away from potential dune areas precludes dune formation in regions of high precipitation.

A crude estimate of the coverage of Titan’s surface by dunes can be by calculating the area covered by the $5^\circ \times 5^\circ$ latitude–longitude boxes (weighted by the cosine of latitude) and com-

paring it with the area covered by SAR. While nearly 5% of Titan’s total surface has been observed to be covered in dunes, less than 30% of Titan’s surface has been observed at appropriate resolution. In fact, of the terrain observed by SAR within 30° of the equator, $\sim 40\%$ of the area observed has some dunes (Figs. 4 and 11).

Given that there are many regions dark to near-IR that have dunes where there is Radar coverage, we expect that the coverage of dunes on Titan’s surface greatly exceeds the already measured 5% and may approach 20% (Fig. 4). Longitudinal

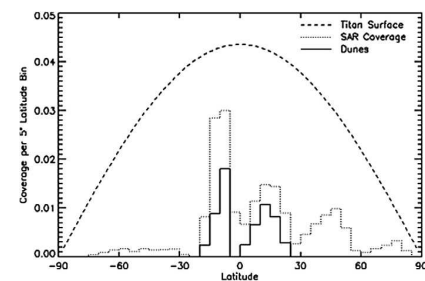


Fig. 11. Distribution of dunes and SAR coverage versus latitude, through the T18 swath. The dashed line indicates complete coverage (equal latitude bins cover smaller areas near the poles). The solid line shows the area covered by dunes, all within 30° of the equator in this plot. The peaks in the SAR coverage (dotted line) are left to right, T7, T8 + T13 covering a large part of Titan just south of the equator, T3 + T17, T16 + T18. SAR passes T19–T30 would increase both overall SAR and dune coverage proportionally at latitudes less than 30° , and would increase the overall SAR coverage to 40–70% at latitudes greater than 60° .

dunes account for at least 95% of all dunes observed in Radar and near-IR images of Titan. In comparison, longitudinal dunes are also the most dominant dune form on Earth, covering on average 60–70% of Earth's sand seas (e.g., Lancaster, 1982). On Mars, longitudinal dunes have nearly the opposite proportion of all Mars dunes to that of Titan, there are very few (Lee and Thomas, 1995).

Although there are channels most likely carved by meteoric fluids (Lunine et al., 2008; Lorenz et al., 2007) interspersed with dunes, there is little evidence for currently present fluids at equatorial regions on Titan. An exception is in observations made at the Huygens landing site (10.3° S, 192.3° W), at which the ambient methane humidity was measured at the landing site to be ~50% (Tomasko et al., 2005; Niemann et al., 2005). In addition, methane and ethane (both liquids) as well as other organics were detected in the material into which the Huygens probe landed—there was enough liquid present for the GCMS inlet to ‘feel’ cold due to the evaporation of this liquid (Lorenz et al., 2006). The presence of fluvial channels and rounded boulders at the landing site implies that rainfall and related processes shaped that particular spot on Titan's landscape (Tomasko et al., 2005; Collins, 2005; Barnes et al., 2007; see also Tokano et al., 2006). In addition to observations of fluvial channels and elevated humidities at the Huygens landing site, two presumed (they are visible only as dark streaks in the imagery to date) duneforms were observed about 20 km north of the landing site (Lunine et al., 2008).

This seeming paradox of dunes present where conditions of locally moderate humidities prevail is considered in the context of terrestrial desert distributions and cyclical processes. Deserts on Earth are found predominantly around latitudes of 25° N or S of the equator, due to the intersection of the dry, downwelling branch of the Hadley cell with the Earth's surface. On Titan, however, an asymmetric circulation regime prevails through most of the year, with upwelling at the summer pole and downwelling elsewhere (Houidin et al., 1995). Thus, seasonally, the winter pole will have dry downwelling, as will low latitudes generally, except for a brief interval near equinox when a symmetric regime occurs before the pole-to-pole circulation resumes. This brief interval may allow for methane rainfall and accumulation in basins at equatorial regions. This is perhaps similar to the brief and strong summer storms in the U.S. desert southwest, which storms are also effective at carving channels that remain empty most of the year. More recent general circulation models (e.g., Rannou et al., 2006) predict low humidities at low latitudes, and damp conditions near the poles, consistent with the observation of lakes at Titan's north polar regions (Stofan et al., 2007) and of a large methane cloud encircling the northern polar regions (recent VIMS observations). Thus, the prevalence of dunes at low latitudes may be partly due to the generally but not strictly low humidity conditions at Titan's low latitudes. It should also be noted that sand seas on Earth can be relatively long-lived features compared with other aeolian landforms. It is in fact this longevity that may ultimately result in the longitudinal form (e.g., Tsoar, 1978). The process of accumulation of sediments prior to their organization and transportation can take thousands to tens of

thousands of years (Lancaster, 1995). Thus, although the dunes themselves may be active and thus the youngest features on a surface, their presence may be more a reflection of past rather than current climatological conditions.

Several observations of Titan indicate that global processes may dominate over local processes in terms of geomorphological feature distribution. We outline these and then consider the effects of global processes on dune formation and distribution. The sediment source for dunes is considered to be dominantly atmospheric fallout (Wilson and Atreya, 2004), although there is likely contribution to dune sediments from erodable materials (Stofan et al., 2006). These superficially obtained materials are found in mountains, channel floors, and impact debris (Stofan et al., 2006; Lopes et al., 2007; Lorenz et al., 2007; Lunine et al., 2008). Assuming that dune-forming sediments are obtained evenly over the surface of Titan, dominantly from the atmosphere with minor contribution from erosion, then sediments must preferentially accumulate in one region (low latitudes) and be transported away from another (high latitudes and polar regions). Sediment sinks appear to be few and are perhaps concentrated near the poles in the form of lakes (Stofan et al., 2007), and observations of clouds, which may be related to methane rainfall, are found dominantly in polar regions (Griffith et al., 2006; recent VIMS observations). Titan's global, tidal, orbit-averaged wind pattern is equatorward of 45° latitude (Lorenz et al., 2006; Houidin et al., 1995), and thus it is possible that the tidal winds have swept sediments towards low latitudes where the dunes are observed. The dune fields observed in T3, T16, T19, and T21 that are found at higher latitudes are small, with short, widely spaced dunes. This is consistent with a limited sand supply (e.g., Fitzsimmons, 2006) at those latitudes. Sediments have been pirated from these high-latitude regions to be carried to and trapped at low latitudes by equatorward winds, seasonally alternating winds (see Section 7), or topographic conditions, such as basins surrounded by higher topography.

All the directional indicators we have observed indicate a dominantly W-E wind trend. This trend is consistent with both the Huygens Doppler Wind and DISR tracking measurements (Folkner et al., 2005; Tomasko et al., 2005). The inferred eastward direction to the surface wind at all latitudes marked by the dunes contrasts with the GCM simulation for the 2004–2005 season by Tokano and Neubauer (2005), showing westward flow near the equator then, but more nearly resembles the approach they describe to the upcoming late winter. We have observed that dunes flow around, and are apparently deviated by, radar-bright and apparently high-standing areas, both on local and regional scales. Study with mesoscale models may help constrain how much influence topographic obstacles may have, and/or whether (for example) katabatic winds from bright or cool areas might similarly deviate regional winds around such areas.

With the companion discoveries of dunes at Titan's equatorial regions (Lorenz et al., 2006) and lakes at Titan's polar regions (Stofan et al., 2007) a picture of Titan's global weather and climate is beginning to emerge. It appears that methane rainfall occurs at Titan's poles (or perhaps its winter pole, currently the north pole; Stofan et al., 2006, 2007) while relatively

dry, desert-like conditions occur at the equator, where sediments have been shaped by winds into dunes (Lorenz et al., 2006). However, local variations on this global condition exist, both spatially and temporally. Thus, the major factors of generally low humidity, adequate sediment supply, sufficient winds, and absence of sediment trapping (in the form of rivers washing away sediments, basins containing fluids, etc.) must be considered together to explain the presence or absence of dunes on Titan. Since on Earth dunes can be found along many coastlines (including the chilly damp coasts of Western Europe) that are not associated with low humidity or lack of rainfall, the proximity of the Huygens channels to dunes is no more paradoxical than the existence of dunes on Noordwijk beach, the Netherlands. It only underscores that Titan is every bit as complex a world as is the Earth.

9. Conclusions

Many thousands of longitudinal dunes cover the surface of Titan, covering nearly 5% of its surface. These are in form and scale similar to longitudinal dunes found in many of Earth's deserts. Combined evidence indicates that these dunes form and evolve by dominant winds along the dune axes, with lesser, acutely-angled, off-axis winds or seasonal, obtusely angled winds. Based on observations and global compilations of dune orientations, these winds flow from W-E but are diverted around topographically high features such as mountain blocks or broad landforms such as Xanadu. Global winds may carry particulates from high latitudes to equatorial regions, where conditions are relatively drier. There, sediments accumulate in vast, shallow, dry basins where they are reworked into dunes, the whole process taking perhaps thousands to tens of thousands of years. Given the nearly invariant dune type on Titan regardless of sand supply and topographic interactions, winds on Titan must have a consistent direction, strength, and persistence over time to create and maintain the observed duneforms.

Acknowledgments

The authors acknowledge the excellent performance of and rich data returned by the Cassini spacecraft. We thank the JPL engineers for their painstaking efforts in achieving and maintaining operational smoothness. We also thank reviewers Devon Burr and Mary Bourke for their careful, candid, and clarifying reviews of this work, and Tom Farr, Zibi Turtle, and Jason Barnes for their extremely helpful comments. Research was done primarily under the support of the NASA Cassini program, and at the University of Arizona and Brigham Young University.

References

- Bagnold, R., 1942. *Physics of Wind-blown Sand and Desert Dunes*. W. Morrow and Co., New York, 265 pp.
- Barnes, J.W., Brown, R.H., Radebaugh, J., Buratti, B.J., Sotin, C., Le Mouél, S., Rodriguez, S., Turtle, E.P., Perry, J., Clark, R., Baines, K.H., Nicholson, P.D., 2006. Cassini observations of flow-like features in western Tui Regio, Titan. *Geophys. Res. Lett.* 33, doi:10.1029/2006GL026843. L16204.

- Barnes, J.W., Radebaugh, J., Brown, R.H., Wall, S., Soderblom, L., Lunine, J., Burr, D., Sotin, C., Le Mouél, S., Rodriguez, S., Buratti, B.J., Clark, R., Baines, K.H., Jaumann, R., Nicholson, P.D., Kirk, R.L., Lopes, R., Lorenz, R.D., Mitchell, K., Wood, C.A., and the Cassini Radar Team, 2007. Near-infrared spectral mapping of Titan's mountains and channels. *J. Geophys. Res.* 112, doi:10.1029/2007JE002932. E11006.
- Bird, M.K., Allison, M., Asmar, S.W., Atkinson, D.H., Avrukh, I.M., Dutta-Roy, R.R., Dziernia, Y., Edenhofer, P., Folkner, W.M., Gurvits, L.L., Johnson, D.V., Plettemeier, D., Pogrebenko, S.V., Preston, R.A., Tyler, G.L., 2005. The vertical profile of winds on Titan. *Nature* 438, 800–802.
- Blandford, W.T., 1877. Geological notes on the great desert between Sind and Rajputana. *Geol. Surv. India Records* 10, 10–21.
- Blumberg, D.G., Greeley, R., 1996. A comparison of general circulation model predictions to sand drift and dune orientations. *J. Climate* 9, 3248–3259.
- Boubin, G.M., Reffet, E.G., Lunine, J.I., Radebaugh, J., Lopes, R.M., and the Cassini Radar Team, 2005. Mapping and characterization of “cat scratches” on Titan. *Bull. Am. Astron. Soc.* 37, Abstract 46.04.
- Bourke, M.C., Bullard, J.E., Barnouin-Jha, O.S., 2004. Aeolian sediment transport pathways and aerodynamics at troughs on Mars. *J. Geophys. Res.* 109, doi:10.1029/2003JE002155.
- Bowen, A.J., Lindley, D., 1977. A wind tunnel investigation of the wind speed and turbulence characteristics close to the ground over various escarpment shapes. *Bound. Layer Meteorol.* 12, 259–271.
- Callahan, P.S., Hensley, S., Gim, Y., Johnson, W.T., Lorenz, R.D., Alberti, G., Orosei, R., Seu, R., Franceschetti, G., Pailou, P., Paganelli, F., Wall, S., West, R.D., 2006. Information on Titan's surface from Cassini Radar Altimeter waveforms. *Eos (Fall Suppl.)* 87 (52), P13A-0165.
- Collins, G.C., 2005. Relative rates of fluvial bedrock incision on Titan and Earth. *Geophys. Res. Lett.* 32, doi:10.1029/2005GL024551. L22202.
- Cooke, R.U., Warren, A., Goudie, A., 1993. *Desert Geomorphology*. UCL Press Limited, London.
- Dobrovolski, A.R., 1993. Atmospheric tides on Venus. IV. Topographic winds and sediment transport. *Icarus* 103, 276–289.
- Elachi, C., Wall, S., Allison, M., Anderson, Y., Boehmer, R., Callahan, P., Encenaz, P., Flamini, E., Franceschetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Janssen, M., Johnson, W., Kelleher, K., Kirk, R., Lopes, R., Lorenz, R., Lunine, J., Muhleman, D., Ostro, S., Paganelli, F., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L., Stiles, B., Stofan, E., Vetralla, S., West, R., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., 2005. Cassini Radar views the surface of Titan. *Science* 308, 970–974.
- Elachi, C., Wall, S., Janssen, M., Stofan, E., Lopes, R., Kirk, R., Lorenz, R., Lunine, J., Paganelli, F., Soderblom, L., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encenaz, P., Flamini, E., Franceschetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetralla, S., West, R., 2006. Titan Radar Mapper observations from Cassini's T3 fly-by. *Nature* 441, 709–713.
- Fitzsimmons, K.E., 2006. Regional landform patterns in the Strzelecki Desert dunefield: Dune migration and mobility at large scales. In: Fitzpatrick, R.W., Shand, P. (Eds.), *Proceedings of the CRC LEME Regolith Symposium*. Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration, Perth, Western Australia, pp. 95–99.
- Folk, R., 1971. Genesis of longitudinal and oghurd dunes elucidated by rolling upon grease. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 3461–3468.
- Folkner, W.M., Asmar, S.W., Border, J.S., Franklin, G.W., Finley, S.G., Gorelik, J., Johnston, D.V., Kerzhanovich, V.V., Lowe, S.T., Preston, R.A., Bird, M.K., Dutta-Roy, R., Allison, M., Atkinson, D.H., Edenhofer, P., Plettemeier, D., Tyler, G.L., 2005. Winds on Titan from ground-based tracking of the Huygens probe. *J. Geophys. Res.* 111, doi:10.1029/2005JE002649.
- Fryberger, S.G., Dean, G., 1979. Dune forms and wind regime. In: McKee, E.D. (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. In: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., vol. 1052, pp. 137–169.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., 1979. Mechanisms for the formation of aeolian sand seas. *Z. Geomorphol.* 23, 440–460.
- Greeley, R., Lancaster, N., Lee, S., Thomas, P., 1992. Martian aeolian processes, sediments and features. In: Keiffer, H.H., Jakosky, B.M., Snyder, C.W., Matthews, M.S. (Eds.), *Mars*. University of Arizona Press, Tucson, AZ, pp. 730–766.

- Griffith, C.A., Penteado, P., Rannou, P., Brown, R., Boudon, V., Baines, K.H., Clark, R., Drossart, P., Buratti, B., Nicholson, P., McKay, C.P., Coustenis, A., Negroao, A., Jaumann, R., 2006. Evidence for a polar ethane cloud on Titan. *Science* 313, 1620–1622.
- Hourdin, F., Talagrand, O., Sadourny, R., Courtin, R., Gautier, D., McKay, C.P., 1995. Numerical simulation of the general circulation of the atmosphere of Titan. *Icarus* 117, 358–374.
- Kirk, R.L., Callahan, P., Seu, R., Lorenz, R.D., Paganelli, F., Lopes, R.M., Elachi, C., and the Cassini Radar Team, 2005. Radar reveals Titan topography. *Lunar Planet. Sci. XXXVI*. Abstract 2227.
- Lancaster, N., 1980. The formation of seif dunes from barchans—Supporting evidence for Bagnold's hypothesis from the Namib Desert. *Z. Geomorphol.* 24, 160–167.
- Lancaster, N., 1982. Linear dunes. *Prog. Phys. Geom.* 6, 476–504.
- Lancaster, N., 1989. The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes, and Sediments. A.A. Balkema, Rotterdam, 200 pp.
- Lancaster, N., 1995. The Geomorphology of Desert Dunes. Routledge, London/New York, 290 pp.
- Lee, P., Thomas, P.C., 1995. Longitudinal dunes on Mars: Relation to current wind regimes. *J. Geophys. Res.* 100, 5381–5395.
- Lopes, R.M., Stofan, E.R., Mitchell, K.L., Wall, S.D., Wood, C.A., Lorenz, R.D., Paganelli, F., Lunine, J., Radebaugh, J., and the Cassini Radar Team, 2006. Titan's surface: Distribution of endogenic and exogenic processes from Cassini Radar data. *Bull. Am. Astron. Soc.* 38, Abstract 52.02.
- Lopes, R.M.C., Mitchell, K.L., Stofan, E.R., Lunine, J.J., Lorenz, R., Paganelli, F., Kirk, R.L., Wood, C.A., Wall, S.D., Robshaw, L.E., Fortes, A.D., Neish, C.D., Radebaugh, J., Reffet, E., Ostro, S.J., Elachi, C., Allison, M.D., Anderson, Y., Boehmer, R., Boubin, G., Callahan, P., Encenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Janssen, M.A., Johnson, W.T.K., Kelleher, K., Muhleman, D.O., Ori, G., Orosei, R., Picardi, G., Posa, F., Roth, L.E., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L.A., Stiles, B., Vetrella, S., West, R.D., Wye, L., Zebker, H.A., 2007. Cryovolcanic features on Titan's surface as revealed by the Cassini Titan Radar Mapper. *Icarus* 186, 395–412.
- Lorenz, R.D., Wall, S., Radebaugh, J., Boubin, G., Reffet, E., Janssen, M., Stofan, E., Lopes, R., Kirk, R., Elachi, C., Lunine, J., Paganelli, F., Soderblom, L., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encenaz, P., Ori, G.G., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Mitchell, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S., Flamini, E., West, R., 2006. The sand seas of Titan: Cassini Radar observations of longitudinal dunes. *Science* 312, 724–727.
- Lorenz, R.D., Lopes, R.M., Paganelli, F., Lunine, J.J., Kirk, R.L., Soderblom, L.A., Stofan, E.R., Ori, G., Myers, M., Miyamoto, H., Stiles, B., Wall, S.D., Wood, C.A., and the Cassini Radar Team, 2007. Fluvial channels on Titan: Meteorological paradigm and Cassini Radar observations. *Planet. Space Sci.*, submitted for publication.
- Lunine, J.J., Elachi, C., Wall, S.D., Janssen, M.A., Allison, M.D., Anderson, Y., Boehmer, R., Callahan, P., Encenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W.T.K., Kelleher, K., Kirk, R.L., Lopes, R.M., Lorenz, R., Muhleman, D.O., Orosei, R., Ostro, S.J., Paganelli, F., Paillou, P., Picardi, G., Posa, F., Radebaugh, J., Roth, L.E., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L.A., Stiles, B., Stofan, E.R., Vetrella, S., West, R., Wood, C.A., Wye, L., Zebker, H., Alberti, G., Karkoschka, E., Rizk, B., McFarlane, E., See, C., Kazeminejad, B., 2008. Titan's diverse landscape as evidenced by Cassini RADAR's third and fourth looks at Titan. *Icarus*, in press.
- Mainguet, M., Callot, Y., 1978. L'erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger). *Mem. Doc. CNRS* 18, 178.
- McKee, E.D., 1982. Sedimentary structures in dunes of the Namib Desert, South West Africa. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 188, 1–64.
- McLean, S.R., Nelson, J.M., Wolfe, S.R., 1994. Turbulence structure over two-dimensional bed forms: Implications for sediment transport. *J. Geophys. Res.* 99, 12729–12747.
- Niemann, H.B., Atreya, S.K., Bauer, S.J., Carignan, G.R., Demick, J.E., Frost, R.L., Gautier, D., Haberman, J.A., Harpold, D.N., Hunten, D.M., Israel, G., Lunine, J.J., Kasprzak, W.T., Owen, T.C., Paulovich, M., Raulin, F., Raaen,

- E., Way, S.H., 2005. The abundances of constituents of Titan's atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe. *Nature* 438, 779–784.
- Paganelli, F., Callahan, P., Hensley, S., Lorenz, R., Lunine, J., Kirk, R., Stiles, B., Janssen, M., Lopes, R., Stofan, E., Wall, S., Paillou, P., and the Cassini Radar Team, 2006. A different look at Titan's dunes. *Bull. Am. Astron. Soc.* 38, Abstract 56.08.
- Paganelli, F., Janssen, M.A., Stiles, B., West, R., Lorenz, R.D., Lunine, J.J., Lopes, R.M., Stofan, E., Kirk, R.L., Roth, L., Wall, S.D., Elachi, C., and the Cassini Radar Team, 2007a. Titan's surface from the Cassini Radar SAR and high-resolution radiometry data of the first five flybys. *Icarus* 191, 211–222.
- Paganelli, F., Janssen, M.A., Lopes, R.M., Stofan, E., Wall, S.D., Lorenz, R.D., Lunine, J.J., Kirk, R.L., Roth, L., Elachi, C., and the Cassini Radar Team, 2007b. Titan's surface from the Cassini RADAR radiometry data during SAR mode. *Planet. Space Sci. Special Issue EGU 2006*, doi:10.1016/j.physleth.2003.10.071.
- Porco, C.C., Baker, E., Barbara, J., Beurle, K., Brahic, A., Burns, J.A., Charnoz, S., Cooper, N., Dawson, D.D., Del Genio, A.D., Denk, T., Dones, L., Dyudina, U., Evans, M.W., Fussner, S., Giese, B., Grazier, K., Helfenstein, P., Ingersoll, A.P., Jacobson, R.A., Johnson, T.V., McEwen, A., Murray, C.D., Neukum, G., Owen, W.M., Perry, J., Roatsch, T., Spitale, J., Squyres, S., Thomas, P., Tiscareno, M., Turtle, E.P., Vasavada, A.R., Verker, J., Wagner, R., West, R., 2005. Imaging of Titan from the Cassini spacecraft. *Nature* 434, 159–168.
- Radebaugh, J., Lorenz, R., Lunine, J., Wall, S., Boubin, G., Reffet, E., Kirk, R., Lopes, R., Stofan, E., Soderblom, L., Allison, M., 2006. Longitudinal dunes on Titan as indicators of regional and local winds. *Eos (Fall Suppl.)* 87 (52), P12A-03.
- Radebaugh, J., Lorenz, R.D., Kirk, R.L., Lunine, J.J., Stofan, E.R., Lopes, R.M.C., Wall, S.D., and the Cassini Radar Team, 2007. Mountains on Titan observed by Cassini Radar. *Icarus* 192, 77–91.
- Rannou, P., Montmessin, F., Hourdin, F., Lebonnois, S., 2006. The latitudinal distribution of clouds on Titan. *Science* 311, 201–205.
- Rubin, D.M., Ikeda, H., 1990. Flume experiments on the alignment of transverse, oblique and longitudinal dunes in directionally varying flows. *Sedimentology* 37, 673–684.
- Saunders, R.S., Dobrovolskis, A.R., Greeley, R., Wall, S.D., 1990. Large-scale patterns of eolian sediment transport on Venus: Predictions for Magellan. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1365–1368.
- Soderblom, L., Anderson, J., Baines, K., Barnes, J., Barrett, J., Brown, R., Buratti, B., Clark, R., Cruikshank, D., Elachi, C., Janssen, M., Jaumann, R., Kirk, R., Karkoschka, E., Lemouelic, S., Lopes, R., Lorenz, R., Lunine, J., McCord, T., Nicholson, P., Radebaugh, J., Rizk, B., Sotin, C., Stofan, E., Sucharski, T., Tomasko, M., Wall, S., 2007. Correlations between Cassini VIMS spectra and RADAR SAR images: Implications for Titan's surface composition and the character of the Huygens Probe landing site. *Planet. Space Sci.* 55, 2025–2036.
- Stofan, E.R., Lunine, J.J., Lopes, R., Paganelli, F., Lorenz, R.D., Wood, C.A., Kirk, R., Wall, S., Elachi, C., Soderblom, L.A., Ostro, S., Janssen, M., Radebaugh, J., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W.T.K., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S., West, R., 2006. Mapping of Titan: Results from the first two Titan Radar passes. *Icarus* 185, 443–456.
- Stofan, E.R., Elachi, C., Lunine, J.J., Lorenz, R.D., Stiles, B., Mitchell, K.L., Ostro, S., Soderblom, L., Wood, C., Zebker, H., Wall, S., Janssen, M., Kirk, R., Lopes, R., Paganelli, F., Radebaugh, J., Wye, L., Anderson, Y., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W.T.K., Kelleher, K., Muhleman, D., Paillou, P., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Vetrella, S., West, R., 2007. The lakes of Titan. *Nature* 445, 61–64.
- Tokano, T., Lorenz, R.D., 2006. GCM simulation of balloon trajectories on Titan. *Planet. Space Sci.* 54, 685–694.
- Tokano, T., Neubauer, F.M., 2002. Tidal winds on Titan caused by Saturn. *Icarus* 158, 499–515.

- Tokano, T., Neubauer, F.M., 2005. Wind-induced seasonal angular momentum exchange at Titan's surface and its influence on Titan's length-of-day. *Geophys. Res. Lett.* 32, doi:10.1029/2005GL024456. L24203.
- Tokano, T., McKay, C.P., Neubauer, F.M., Atreya, S.K., Ferri, F., Fulchignoni, M., Niemann, H.B., 2006. Methane drizzle on Titan. *Nature* 442, 432–435.
- Tomasko, M.G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushiroe, M., Combes, M., Cook, D., Coustenis, A., de Bergh, C., Dufae, L.E., Doose, L., Douté, S., Eibl, A., Engel, S., Gliem, F., Grieger, B., Holso, K., Howington-Kraus, E., Karkoschka, E., Keller, H.U., Kirk, R., Kramm, R., Küppers, M., Lanagan, P., Lelouch, E., Lemmon, M., Lunine, J., McFarlane, E., Moores, J., Prout, G.M., Rizk, B., Rosiek, M., Rueffer, P., Schröder, S.E., Schmitt, B., See, C., Smith, P., Soderblom, L., Thomas, N., West, R., 2005. Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature* 438, 765–778.
- Townsend, A.A., 1976. The Structure of Turbulent Shear Flow, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, 429 pp.

- Tsoar, H., 1978. The dynamics of longitudinal dunes. Final technical report to the U.S. Army European Research Office. U.S. Army European Research Office, London.
- Tsoar, H., 1983. Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) dune. *Sedimentology* 30, 567–578.
- Turtle, E.P., Perry, J., McEwen, A.S., West, R.A., Fussner, S., 2007. Titan's surface as revealed by Cassini's Imaging Science Subsystem. *Lunar Planet. Sci. XXXVIII*. Abstract 2322.
- Weitz, C.M., Plaut, J.J., Greeley, R., Saunders, R.S., 1994. Dunes and microdunes on Venus: Why were so few found in the Magellan data? *Icarus* 112, 282–295.
- Wilson, I.G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. J.* 137, 180–199.
- Wilson, E.H., Atreya, S.K., 2004. Current state of modeling the photochemistry of Titan's mutually dependent atmosphere and ionosphere. *J. Geophys. Res.* 109, doi:10.1029/2003JE002181. E06002.

E.1.4 *Reffet et al., Geology*, 2010 (accepté)

Formation and stability of transverse and longitudinal sand dunes

E. Reffet¹, S. Courrech du Pont^{2*}, P. Hersen^{2*}, and S. Douady²

¹LESIA (Laboratoire d'études spatiales et d'instrumentation en astrophysique), UMR 8109, Observatoire de Paris, Section de Meudon, 5 place Jules Janssen, 92195 Meudon Cedex, France

²Laboratoire MSC (Matière et Systèmes Complexes), UMR 7057, Bâtiment Condorcet, 10 rue Alice Domon et Léonie Duquet, 75205 Paris Cedex 13, France

ABSTRACT

The shape of dunes depends on the history of wind regimes and sand availability. In deserts exposed to winds from two different directions but with comparable magnitude, dunes are found to be linear ridges, which are either perpendicular or parallel to the mean wind direction, depending on the angle between the two wind directions. These dunes, respectively observed for small and large angles between winds, are called transverse and longitudinal dunes. In both cases, their large width (hundreds of meters) and evolution time scale (years) strongly limit the investigation of their dynamics and thus our understanding of such structures. Here we show that, under water, similar structures can be obtained but at much smaller space and time scales. Performing controlled experiments together with numerical simulations, we highlight the physical mechanisms at play in the formation and long-term evolution of these structures. We show in particular that, while longitudinal dunes are stable and extend in time, transverse dunes are unstable. They evolve into wavy ridges and eventually break into barchans if the sand supply is too low. This fundamental difference is understood through the study of single sand piles and bars exposed to two winds. In the case of a large angle between winds, a sand pile grows a finger pointing in the average wind direction and transforms into a longitudinal dune. Such an elongation does not occur for a small angle where a sand pile evolves into a barchan. These results explain the morphological differences between straight and long longitudinal dunes and sinuous transverse dunes, while giving keys to infer the wind history or pattern state of development from the observation of dune shapes in the field.

INTRODUCTION

Sand dunes are the geomorphological record of eolian processes. Their shape, if not altered by topography, cohesion, or vegetation, depends on local conditions of sand availability and wind strengths and directions (Bagnold, 1941; Cooke et al., 1993; Pye and Tsoar, 1990). Barchans, crescent-shaped dunes, are observed when sand is scarce and when the wind is unidirectional (Bagnold, 1941). Large star-shaped dunes are found where winds alternatively blow in many directions (see the GSA Data Repository¹). When winds have two dominant directions, dunes are found to be long linear ridges whose trend may be perpendicular, oblique, or parallel to the long-term sand transport direction (Cooke et al., 1993; Pye and Tsoar, 1990). Dunes with an oblique trend are observed when the transport of sediment in one direction dominates the one in the other direction (Rubin and Hunter, 1987; Rubin and Ikeda, 1990; Werner and Kocurek, 1997; Kocurek and Ewing, 2005). When both magnitudes are comparable, the trend only depends on the angle between the two transport directions (Rubin and Hunter, 1987; Rubin and Ikeda, 1990). If this angle is small, sinuous ridges form perpendicularly to the average transport direction. For

large angles, straight ridges extend for tens of kilometers parallel to the mean transport direction (Fig. 1). Following Rubin and Hunter's approach, we name these dunes after their genetic term, being transverse and longitudinal dunes respectively (Rubin and Hunter, 1985). Both transverse and longitudinal dunes may be found widely in numerous Earth deserts such as Rub al-Khali in Saudi Arabia, or in Namibia, but also on Mars or Titan (Data Repository) (Pye and Tsoar, 1990; Cooke et al., 1993; Malin et al., 1998; Lancaster, 2006; Lorenz et al., 2006; Rubin and Hesp, 2009). The strong correlation between shapes of dunes and wind properties suggests that the observation of dunes may shed light on past and present meteorological conditions at work in these deserts. However, besides the domain of existence of transverse and longitudinal dunes (respectively for angles

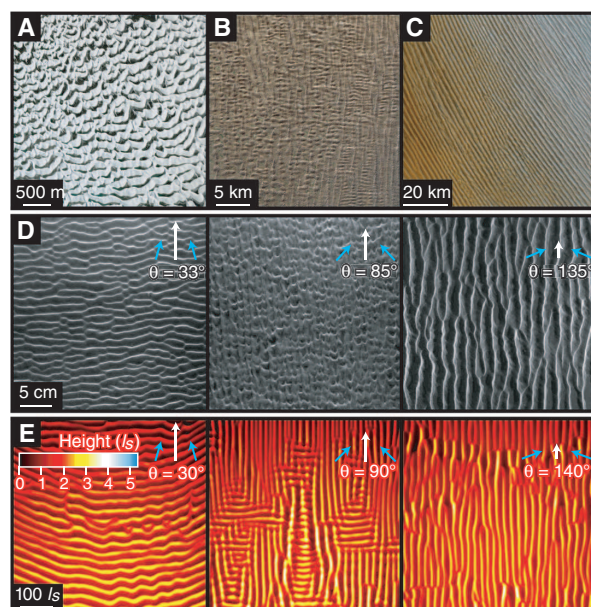


Figure 1. Transverse and longitudinal dunes. A: Transverse dunes degenerated into barchanoid ridges (White Sands, United States, GPS: 32.786°N, 106.264°W, from Google Earth). B: Mixed pattern showing both longitudinal and transverse structures (Taklamakan desert, China, GPS: 38.69°N, 78.703°E, from Google Earth). C: Longitudinal dunes extending coherently for several tens of kilometers (Rub al-Khali desert, Saudi Arabia, GPS: 18.19°N, 47.629°E, from Google Earth). D: Experimental dunes growing from a flat sand bed blown by two winds. For $\theta = 33^\circ$, transverse dunes form. For $\theta = 135^\circ$, longitudinal dunes form, while for $\theta = 85^\circ$, a transition state shows a square pattern, superposition of the two possible states. Images were taken after 60 periods. From left to right, dunes are, on average, 0.35, 0.65, and 1.2 mm high. E: Transverse, mixed, and longitudinal dunes obtained from numerical simulations. Profiles were taken after 75 periods. The scaling length l_s scales with the drag length (see the GSA Data Repository [see footnote 1]). Both approaches successfully reproduce the field patterns observed on A, B, and C.

*E-mails: sylvain.courrech@univ-paris-diderot.fr; pascal.hersen@univ-paris-diderot.fr.

¹GSA Data Repository item 2010144, a description of the numerical model, details of the experiments, and movies of formation of both longitudinal and transverse dunes, is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2010.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

smaller or bigger than 90° for symmetric wind regimes), which has been confirmed experimentally by Rubin and Hunter (1987) and Rubin and Ikeda (1990), not much is known about the physical mechanisms at play in the genesis and the evolution of linear ridges (Livingstone et al., 2006). This is mainly due to the difficulty in investigating dynamics of such large dunes in the field.

METHODS

The physics of sand dunes relies on the coupling of sediment transport by a fluid and the modification of the flow by the bedform. This makes any flat sand bed destabilize and transform into dunes (Bagnold, 1941; Kroy et al., 2002). The most unstable wavelength, which sets the minimum size for a dune, scales with the turbulent drag length l_d , proportional to the grain size times the density ratio between grains and the surrounding fluid (Hersen et al., 2002; Kroy et al., 2002). For sand grains in air, this minimum size is a few meters long, which makes laboratory studies of eolian dunes challenging. However, it reduces by a factor of 1000 when considering water as the surrounding fluid. As a result, dunes form at a much smaller scale (millimeters) underwater. Moreover, characteristic timescales being size-dependent, they are also drastically downscaled. Thus, subaqueous dunes are perfect candidates to investigate dune dynamics in the laboratory. Our experimental setup consists of moving a plate covered with sand in a water tank. It is moved quickly in one direction, smoothly stopped, and then brought back to its initial position, slowly enough to prevent grain motion (this sequence equals one “stroke”). In the moving frame, and for every stroke, the sand bed is subject to a unidirectional flow/wind that destabilizes it. This approach has been successfully used to study barchans (Hersen et al., 2002). Here the sand bed is now periodically exposed to winds of equal strength but with two distinct directions, by alternately rotating the plate by

an angle θ ($-\theta$) every two strokes (four strokes equals one “period”). The number of strokes or wind strength does not affect qualitatively the results as long as sand patterns are large enough to integrate the bimodal wind regime (Data Repository). A typical experiment counts hundreds of periods (each of four strokes) and lasts several days. Typically, a centimeter-scale barchan travels over a distance equivalent to its size in 50 strokes (3 h) in the experiment, while this takes a month for a meter-scale eolian barchan in the south Morocco desert (Hersen et al., 2004). Sand bed evolution is recorded using a top view camera. Furthermore, using a laser sheet, three-dimensional profiles are acquired at given time points, giving a full quantitative record of the sand bed topography (Data Repository). We investigate the genesis and the stability of transverse and longitudinal dunes through the study of localized sand piles, single linear structures, or extended flat sand beds subject to a symmetric bimodal wind regime without any sand supply. The experimental study is strengthened by numerical simulations based on a 2D + 1 minimal model for sand dunes (Data Repository) (Hersen, 2004; Kroy et al., 2002).

RESULTS AND DISCUSSION

Starting from flat sand beds, we performed a set of experiments and numerical runs with θ ranging from 0° to 180° . As can be seen in Figures 1 and 2, transverse dunes form for $\theta \leq 90^\circ$, while longitudinal dunes are observed when $\theta \geq 90^\circ$. The underwater experiment and the numerical code successfully reproduce the patterns observed in nature and in previous works (Movies DR1–DR4 in the Data Repository) (Rubin and Hunter, 1987; Rubin and Ikeda, 1990; Werner and Kocurek G., 1997; Kocurek and Ewing, 2005; Parteli and Herrmann, 2007). The set of solved equations in the numerical code includes only one unstable process, which generates and amplifies crests perpendicularly to the blowing wind. This supports

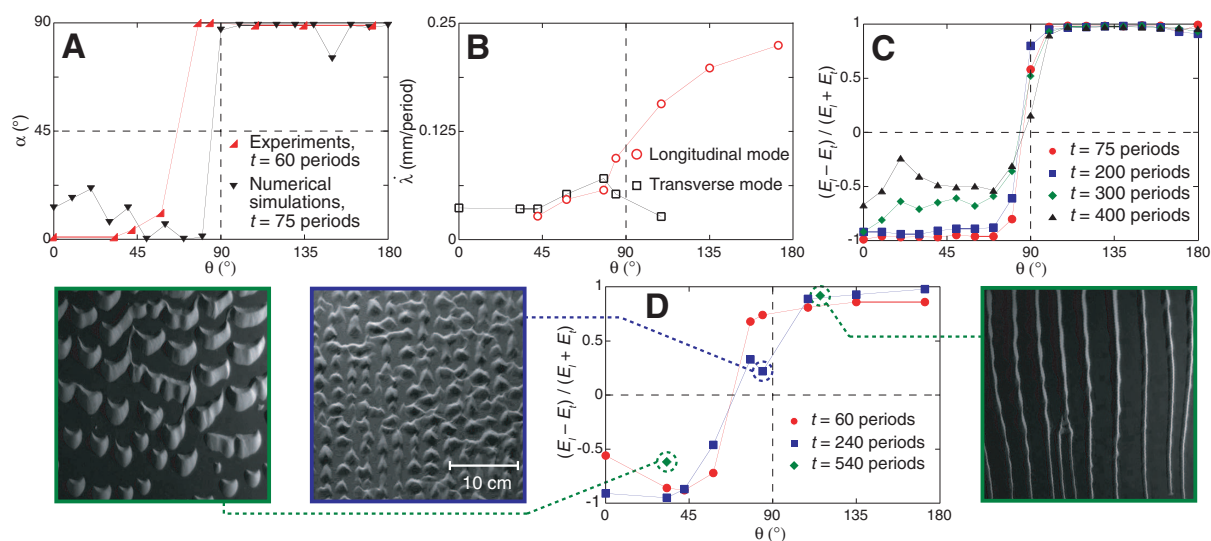


Figure 2. Formation and long-term evolution of transverse and longitudinal dunes. Starting from a 1-mm-thick flat sand layer, either transverse or longitudinal dunes form, depending on the angle θ between the two wind directions. **A:** Direction α , with respect to the mean wind direction, in which wave vectors hold the most energy (from the computation of the magnitude squared of the two-dimensional Fourier transform of sand bed height profiles). This plot reveals the strong binary character of dune orientation. **B:** Initial growth rate, λ , of the dominant wavelength in the experiments as a function of θ . **C–D:** Time evolution of the two modes for numerical simulations (**C**) and experiments (**D**). E_t represents the energy of the transverse mode, sum of the amplitude squared of wave vectors making an angle between -45° and 45° with the mean wind direction. E_l is the corresponding energy of the longitudinal mode. The energy ratio $(E_t - E_l)/(E_t + E_l)$ measures the balance between the two modes. For small timescales only either the transverse or the longitudinal mode is observed, so the ratio is respectively close to -1 or 1 . But while longitudinal mode is stable in time, transverse dunes are unstable. For θ value bigger than 90° , the whole energy always remains in the longitudinal mode (1). For θ value smaller than 90° , the energy ratio increases with time, and the preferential orientation of the pattern vanishes. Experiment snapshots are 31 cm across. From left to right, dunes are 3.5 mm, 2.5 mm, and 1.3 mm high on average. The mean wind direction is from bottom to top.

the idea that no secondary flow is needed to explain the genesis of longitudinal dunes (Cooke et al., 1993; Pye and Tsoar, 1990). The initially flat sand bed first exhibits structures that are perpendicular to each wind direction, a superposition of the two patterns expected for each single wind. In this symmetric regime of winds, dunes progressively align perpendicularly ($\theta < 90^\circ$) or parallel to the mean wind ($\theta > 90^\circ$). At the transition, a square pattern is observed, showing both transverse and longitudinal structures. As shown by Rubin and Hunter (1987), the final orientation of structures maximizes the orthogonality between the structure and sand fluxes. Indeed, if considering that a structure growth rate is, at first order, proportional to the sand flux perpendicular to its crest, a simple stability analysis explains this alignment and the mixed pattern observed at the transition, when $\theta = 90^\circ$ (Data Repository). Dunes are either perpendicular or parallel to the mean wind direction (Fig. 2A). Therefore, the θ value cannot precisely be inferred from the orientation of the pattern. In experiments, the transition is sharp and occurs around 80° for early times and shifts to 90° with time (Figs. 2A and 2D). This suggests that longitudinal dunes are initially dominant over transverse ones when $\theta \approx 90^\circ$. Indeed, we measured that the dominant wavelength growth rate is larger for longitudinal dunes ($\theta > 90^\circ$) than for transverse ones at the beginning of the experiments (Fig. 2B). Besides this coarsening dynamic, transverse and longitudinal dunes evolve very differently in the long term. While longitudinal dunes remain straight, transverse dunes quickly transform into barchanoid ridges, which break into numerous propagating barchans when the nonerodible bottom is reached (Figs. 2C and 2D) (Endo et al., 2004). Therefore, long-term solutions are either barchanoid fields or straight longitudinal dunes. To explain this stability difference, we remove complex dune interactions within a dune field and look at isolated dunes emerging from simple structures: a conical sand pile (Fig. 3) and a sand bar (Fig. 4).

As expected, under a unidirectional wind ($\theta = 0^\circ$), a conical pile transforms into a barchan (Bagnold, 1941) (Movie DR9). Wind erosion on the back of the sand pile leads to the formation of a crest perpendicular to the wind direction and so to the formation of a slip face downwind. The wind boundary layer separates at this crest, forming a recirculation bubble. According to mass conservation, the thin sides of the pile propagate faster than its top (Bagnold, 1941; Hersen et al., 2002), turning the pile into a crescent shape with elongated arms. The dune stops elongating and migrates as a whole when the mass lost at its horns is balanced by a lateral mass transfer, due to the effect of gravity on sand motion at the surface of the dune (Hersen et al., 2002). This scenario remains valid for small θ , although the pile first exhibits two crests, perpendicular to each wind direction, joining at the top of the pile. This leads to a barchan-like dune with a smaller slip face and smaller, fatter horns (Fig. 3A). When $\theta > 90^\circ$, the two initial slip faces progressively merge into a single crest. In contrast to the barchan case, the resulting crest is aligned with the mean wind and advection direction, which makes a finger grow at the crest tip. The sand pile then strikingly transforms into a longitudinal dune (Fig. 3C; Movie DR10). This is a key result to understand the formation of longitudinal dunes and their fundamental stability difference with transverse ones.

When a longitudinal bar is subject to two winds with $\theta \ll 90^\circ$, both wind directions are almost aligned with the bar and destabilize it. Crests form perpendicularly to the bar like they would for a flat sand bed. The instability develops and the bar quickly breaks into aligned barchans (Fig. 4A; Movie DR7). The small wind components perpendicular to the bar do not lead to any destabilization because of the pronounced aspect ratio of the bar in this direction. Similarly, for a transverse bar when $\theta \gg 90^\circ$, both winds are again almost aligned with the bar, and crests develop perpendicularly to it. But now each crest is aligned with the mean wind direction and extends by growing a finger like it would for an isolated sand pile. The transverse bar turns into an array of longitudinal dunes (Fig. 4B; Movie DR6). This reveals that, under scarce-sand conditions, longitudinal dunes and barchans (but not transverse dunes) are attractors for large

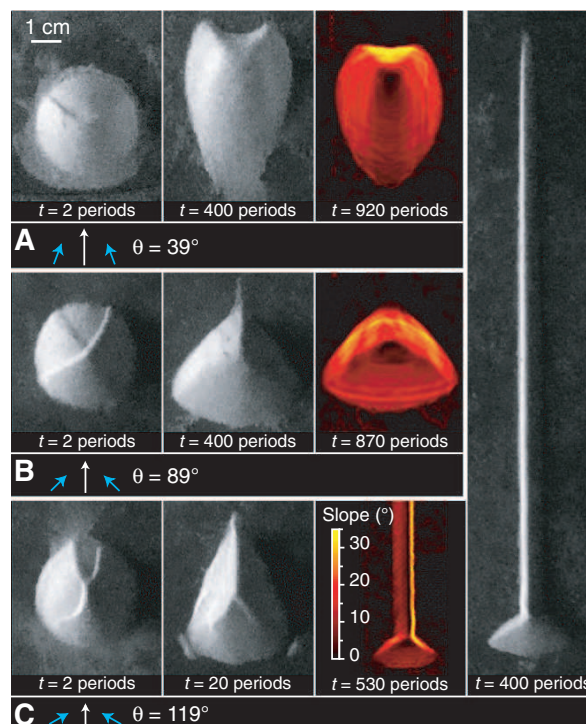


Figure 3. Extension of a sand pile into a longitudinal dune. Piles have an initial mass of 5 g. Scale of pictures is displayed on panel A. Colored pictures show the local slope on the dune (from three-dimensional reconstruction). Color code is shown on panel C. **A:** $\theta = 39^\circ$; the pile is shaped into a barchanoid. One can see the slip face between the two arms. The arms and the slip face of the barchanoid are smaller than the ones of a barchan, i.e., when $\theta = 0^\circ$ (Data Repository [see footnote 1]). The scanned dune is 4.1 mm high. **B:** $\theta = 89^\circ$; two crests perpendicular to each wind direction are superimposing before the sand patch transforms into a chestnut-shaped dune. The scanned dune is 3.95 mm high. **C:** $\theta = 119^\circ$; the two slip faces merge and a finger grows. The final structure looks like a single longitudinal dune. The slip face is observed on one side then on the other successively, depending on the blowing wind direction (Movie DR10 in the Data Repository). The dune was scanned at the end of the two strokes of the wind blowing from left to right. The dune base here is 1.2 mm high, while its extending finger is 0.7 mm high.

and small θ , respectively (Werner, 1995), whatever the initial conditions. Indeed, a longitudinal bar is stable for large θ , whereas a transverse bar breaks into barchans of roughly similar sizes in its genesis domain, i.e., for small θ (Figs. 4C and 4D; Movies DR5 and DR8). In both cases, the small components of the wind parallel to the bar slightly destabilize it along its length. For a transverse bar and a small θ , this deformation leads to velocity differences between valleys (faster) and hills (slower), which break the bar into barchans of roughly similar size as it migrates downwind (i.e., perpendicular to the bar). On the contrary, for a longitudinal bar and a large θ , the height modulations remain of small amplitude. Indeed, there is a stabilization mechanism as we highlighted before: Isolated sand patches aligned to the mean wind direction reconnect through growing fingers.

CONCLUSIONS

Our study explains why longitudinal dunes are coherent over tens of kilometers, whereas transverse dunes often look like barchanoid ridges

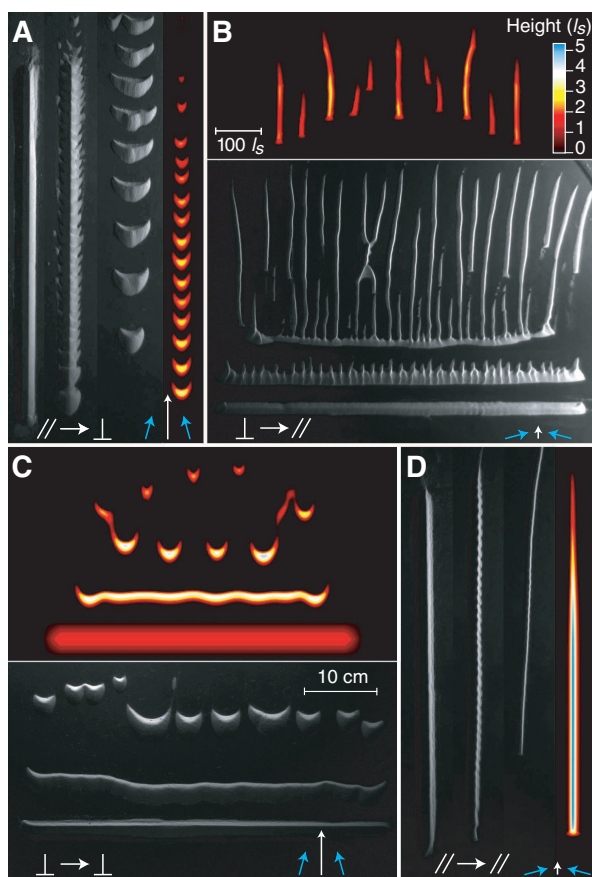


Figure 4. Stability of idealized linear sand ridges under bimodal wind regimes. Scales of experiment snapshots and numerically modeled height profiles (in color code) are displayed on panels C and B respectively. **A:** Longitudinal dune stability for a small θ . Experiment: $\theta = 25^\circ$, pictures taken after 0, 60, and 350 periods. Numerical simulation: $\theta = 30^\circ$, profile taken after 100 periods. The sand bar turns into barchanoids (Movie DR7 in the Data Repository [see footnote 1]). **B:** Transverse dune stability for a large θ . Experiment: $\theta = 145^\circ$, pictures taken after 0, 20, and 90 periods. Numerical simulation: $\theta = 150^\circ$, profile taken after 200 periods. The sand bar turns into longitudinal dunes (Movie DR6). **C:** Transverse dune evolution for a small θ . Experiment: $\theta = 25^\circ$, pictures taken after 0, 70, and 400 periods. Numerical simulation: $\theta = 30^\circ$, profiles taken after 0, 200, and 400 periods. The transverse dune breaks into barchans (Movie DR5). **D:** Longitudinal dune evolution for a large θ . Experiment: $\theta = 145^\circ$, pictures taken after 0, 150, and 420 periods. Numerical simulation: $\theta = 150^\circ$, profile taken after 250 periods. The longitudinal dune remains stable (Movie DR8).

that break when the nonerodible bottom is reached (Fig. 1). Indeed, such sinuous shapes are intrinsic to the evolution of transverse dunes, even without any other effect at play, such as meteorological fluctuations or dune interactions. It also explains why barchans rather than transverse dunes are observed when sand is scarce, while sand availability does not play such a role on longitudinal dunes (Cooke et al., 1993). More generally, our study provides us with records of dune morphological his-

tory. Looking at the evolution of elementary dunes (cones or bars), we highlighted mechanisms (Figs. 3 and 4) and transitory shapes that can be observed in real sand dune fields (Fig. 1; Data Repository). This approach opens the possibility of extracting wind regimes history and dune field state of development from a single pattern observation.

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to Mathieu Receveur for building the experimental setup and to Tomas Bohr and David Rubin for a critical reading of the manuscript. Hersen is supported by the Young Researchers Grant program of the Agence Nationale de la Recherche.

REFERENCES CITED

- Bagnold, R.A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*: London, Chapman and Hall, 265 p.
- Cooke, R., Warren, A., and Goudie, A., 1993, *Desert geomorphology*: London, University College London Press, 512 p.
- Endo, N., Kubo, H., and Sunamura, T., 2004, Barchan-shaped ripple marks in a wave flume: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 29, p. 31–42, doi: 10.1002/esp.1010.
- Hersen, P., 2004, On the crescentic shape of barchan dunes: *European Physical Journal B*, v. 4, p. 507–514.
- Hersen, P., Douady, S., and Andreotti, B., 2002, Relevant length scale of barchan dunes: *Physical Review Letters*, v. 89, 264301, doi: 10.1103/PhysRevLett.89.264301.
- Hersen, P., Andersen, K.H., Elbelrhiti, H., Andreotti, B., Claudin, P., and Douady, S., 2004, Corridors of barchan dunes: Stability and size selection: *Physical Review E: Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, v. 69, 011304.
- Kocurek, G., and Ewing, R.C., 2005, Aeolian dune field self-organization—Implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns: *Geomorphology*, v. 72, p. 94–105, doi: 10.1016/j.geomorph.2005.05.005.
- Kroy, K., Sauerbmann, G., and Herrmann, H.J., 2002, Minimal model for sand dunes: *Physical Review Letters*, v. 88, 054301, doi: 10.1103/PhysRevLett.88.054301.
- Lancaster, N., 2006, Linear dunes on Titan: *Science*, v. 312, p. 702–703, doi: 10.1126/science.1126292.
- Livingstone, I., Wiggs, G., and Weaver, F.S., 2006, *Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress*: *Earth-Science Reviews*, v. 80, p. 239–257.
- Lorenz, R.D., and 39 others, 2006, The sand seas of Titan: Cassini RADAR observations of longitudinal dunes: *Science*, v. 312, p. 724–727, doi: 10.1126/science.1123257.
- Malin, M.C., and 15 others, 1998, Early views of the martian surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor: *Science*, v. 279, p. 1681–1685, doi: 10.1126/science.279.5357.1681.
- Parteli, E., and Herrmann, H., 2007, Dune formation on the present Mars: *Physical Review E: Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, v. 76, 041307.
- Pye, K., and Tsoar, H., 1990, *Aeolian sand and sand dunes*: London, Unwin Hyman, 458 p.
- Rubin, D.M., and Hesp, P.A., 2009, Multiple origins of linear dunes on Earth and Titan: *Nature Geoscience*, v. 2, p. 653–658, doi: 10.1038/ngeo610.
- Rubin, D.M., and Hunter, R.E., 1985, Why deposits of longitudinal dunes are rarely recognized in the geologic record: *Sedimentology*, v. 32, p. 147–157, doi: 10.1111/j.1365-3091.1985.tb00498.x.
- Rubin, D.M., and Hunter, R.E., 1987, Bedform alignment in directionally varying flow: *Science*, v. 237, p. 276–278, doi: 10.1126/science.237.4812.276.
- Rubin, D.M., and Ikeda, H., 1990, Flume experiments on the alignment of transverse, oblique, and longitudinal dunes in directionally varying flows: *Sedimentology*, v. 37, p. 673–684, doi: 10.1111/j.1365-3091.1990.tb00628.x.
- Werner, B.T., 1995, Aeolian dunes: Computer simulations and attractor interpretation: *Geology*, v. 23, p. 1107–1110, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1107:EDCSAA>2.3.CO;2.
- Werner, B.T., and Kocurek, G., 1997, Bed-form dynamics: Does the tail wag the dog?: *Geology*, v. 25, p. 771–774, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0771:BFDDTT>2.3.CO;2.

Manuscript received 25 November 2009

Revised manuscript received 22 December 2009

Manuscript accepted 30 December 2009

Printed in USA

E.2 Présentations scientifiques

Conférences

- **“Titan’s longitudinal dunes in the lab”**, Reffet *et al.*, *DPS meeting*, 2007.
Présentation orale au cours du 39^e meeting annuel de la division de sciences planétaires de l’*American Astronomical Society*.
- **“Solitary dunes under bimodal winds, or when croissants become chesnuts”**, Reffet *et al.*, *DPS meeting*, 2008.
Poster présenté au cours du 40^e meeting annuel de la division de sciences planétaires de l’*American Astronomical Society*.
- **“Planetary dunes under controlled conditions : barchanoids, transverse and longitudinal dunes”**, Reffet *et al.*, *Geomorphology2009*, 2009.
Présentation orale au cours de la conférence internationale de géomorphologie dans la session *Planetary Geomorphology*.
- **“Stability of Dunes Morphologies under Experimentally Controlled Conditions”**, Douady, Reffet *et al.*, *Geomorphology2009*, 2009.
Présentation orale au cours de la conférence internationale de géomorphologie dans la session *Aeolian Processes*.

Workshop

- **“Longitudinal dunes on Titan : A laboratory Approach”**, Reffet *et al.*, *Planetary Dunes Workshop*, 2008.
Présentation orale au cours d’un workshop organisé par l’équipe du *Mars Dunes Consortium*.
- **“Formation et stabilité des dunes transverses et longitudinales”**, Reffet *et al.*, *Journées Mephy*, 2009.
Présentation orale au cours d’une journée sur la sélection de motif et le développement d’instabilité.
- **“Formation and stability of transverse and longitudinal dunes”**, Reffet *et al.*, *Titan Dunes Workshop*, 2009.
Présentation orale au cours d’un workshop sur les dunes à la surface de Titan.

Autres présentations

- **“Les dunes longitudinales de Titan en laboratoire”**, Reffet *et al.*, *Théminaire du pôle planétologie du LESIA*, 2007.
- **“Les dunes longitudinales de Titan en laboratoire”**, Reffet *et al.*, *Séminaire DSHE à MSC*, 2007.
- **“Des dunes de Titan... d’à peine quelques centimètres”**, Reffet *et al.*, *Journée des thèses du LESIA*, 2008.
- **“Formation des dunes en sciences planétaires”**, Reffet *et al.*, *Journées des thèses du LESIA*, 2009.

Table des figures

1.1	Répartition des champs de dunes de sable sur Terre	14
1.2	Dunes barchanes	16
1.3	Dunes transverses	16
1.4	Dunes longitudinales	17
1.5	Dunes étoiles	18
1.6	Cohabitation de motifs	18
1.7	Dunes décorées	19
1.8	Dunes paraboliques	19
1.9	Dunes végétées	20
1.10	Mega-dunes en Antarctique	20
1.11	Falaise et corridor de barchanes	21
1.12	Lee dune	21
1.13	Où trouver des dunes à la surface de Mars	23
1.14	Dunes à la surface de Mars	24
1.15	Répartition des champs de dunes à la surface de Titan	25
1.16	Dunes à la surface de Titan	26
1.17	Dunes et relief à la surface de Titan	27
1.18	Vents à la surface de Titan	28
2.1	Les dunes : un problème complexe	34
2.2	À l'échelle du grain	35
2.3	Mobilité des grains	37
2.4	Modes de transport des grains	39
2.5	Bulle de recirculation	40
2.6	Profil de dune par modèle <i>continu</i>	43
2.7	Écoulement au dessus d'une bosse	44
2.8	Chargement du vent en sable	46
2.9	Bulle de recirculation	46
2.10	Enveloppe et flux	48
2.11	Vers un modèle <i>3D</i>	50
2.12	Flux et déflexion	52
2.13	Paramètres intrinsèques du modèle	55
2.14	Étude du pas de grille	56
2.15	Limitation du recollement	61
3.1	Granulométrie des billes de céramique	65
3.2	Schéma de principe du montage expérimental	66
3.3	Régime de vent	67
3.4	Montage expérimental 1	68
3.5	Montage expérimental 2	69
3.6	Déplacement des plateaux	70

3.7	Période et retournement de la crête	71
3.8	Influence de l'éclairage	72
3.9	Schéma du montage pour les scans	73
3.10	Schéma de principe du scan laser	74
3.11	Détection de la nappe laser	75
3.12	Profils issus de scans	75
3.13	Reconstruction 3D	76
3.14	Longueur d'onde de l'instabilité initiale	78
3.15	Migration d'une barchane de 6 mm	79
4.1	Dunes transverses	86
4.2	Dunes longitudinales	87
4.3	Cohabitation d'orientation	88
4.4	Profils 3D de champs de dunes	89
4.5	Distribution de l'énergie et orientation des dunes	90
4.6	Orientation des dunes	91
4.7	Transition de mode	92
4.8	Processus d'orientation de la crête	93
4.9	Maximisation du flux perpendiculaire	94
4.10	Orientation initiale des crêtes	95
4.11	Évolution : Lit plat, $\theta = 33^\circ$	96
4.12	Évolution : Lit plat, $\theta = 135^\circ$	97
4.13	Évolution : Lit plat, $\theta = 84^\circ$	98
4.14	Amplitudes des structures transverses et longitudinales	99
4.15	Cohérence des champs de dunes	100
4.16	Représentations spatio-temporelles	101
4.17	Corrélation et longueur d'onde	103
4.18	Évolution de la longueur d'onde	104
4.19	Variation de la longueur d'onde en fonction de l'angle θ	105
4.20	Modèle linéaire de mûrissement	106
4.21	Influence de la pente apparente sur le mûrissement	107
4.22	Stabilité à long terme	110
4.23	Influence de la période sur le mûrissement initial	111
4.24	Influence de la période sur l'évolution	112
4.25	Dunes paraboliques	114
5.1	Évolution : Barre longitudinale $\theta = 25^\circ$	119
5.2	Barre longitudinale numérique $\theta = 30^\circ$	120
5.3	Évolution : Barre longitudinale $\theta = 145^\circ$	120
5.4	Barre longitudinale numérique $\theta = 150^\circ$	121
5.5	Cartes de flux de sable advecté : Barres longitudinales	122
5.6	Cartes de flux de diffusion : Barres longitudinales	123
5.7	Cartes de flux total : Barres longitudinales	124
5.8	Décomposition du vent pour une barre longitudinale	125
5.9	Évolution : Barre transverse $\theta = 25^\circ$	126
5.10	Barre transverse numérique $\theta = 30^\circ$	126
5.11	Évolution : Barre transverse $\theta = 145^\circ$	127
5.12	Barre transverse numérique $\theta = 150^\circ$	128

5.13	Cartes de flux total : Barres transverses	129
5.14	Décomposition du vent pour une barre transverse	129
5.15	Sur-stabilité numérique d'une barre transverse	130
5.16	Déstabilisation d'un champ de dunes transverses	132
5.17	Déstabilisation d'un champ de dunes longitudinales	132
5.18	Barchanes et barchanoïdes numériques	133
5.19	Barchanoïdes et faces d'avalanche	134
5.20	Barchanoïdes en laboratoire	134
5.21	Cartes de flux total : tas de sable isolés	135
5.22	Évolution : Dune isolée $\theta = 120^\circ$	136
5.23	Évolution du volume	137
5.24	Évolution de la hauteur	138
5.25	Évolution de la largeur	138
5.26	Évolution de la longueur	139
5.27	Vitesse de migration des barchanoïdes	140
6.1	Comparaison avec le terrain	144
6.2	Comparaison Titan et modélisation	147
6.3	Comparaison Mars et modélisation	149
6.4	Interaction avec le relief	151
6.5	Interaction avec le relief	152
6.6	Dunes étoiles	152
6.7	Champs de longitudinales par apport de sable	153
6.8	Diagramme de phase : un résumé des résultats	154
A.1	Champs de dunes : Petit montage expérimental	158
B.1	Photos et profils 3D : période 60 (1)	160
B.2	Photos et profils 3D : période 60 (2)	160
B.3	Photos et profils 3D : période 60 (3)	161
B.4	Photos et profils 3D : période 240 (1)	161
B.5	Photos et profils 3D : période 240 (2)	162
B.6	Photos et profils 3D : période 240 (3)	162
C.1	Film 1 : Champ de dunes transverses	164
C.2	Film 2 : Champ de dunes longitudinales	165
C.3	Film 3 : Champ de dunes intermédiaire (éclairage 1)	166
C.4	Film 4 : Champ de dunes intermédiaire (éclairage 2)	167
C.5	Film 5 : Vers un champ de dunes paraboliques	168
C.6	Film 6 : Barre longitudinale, angle faible	169
C.7	Film 7 : Barre longitudinale, angle important	170
C.8	Film 8 : Barre longitudinale, angle faible	171
C.9	Film 9 : Barre longitudinale, angle important	172
C.10	Film 10 : Formation et migration d'une barchane	173
C.11	Film 11 : Élongation d'un tas de sable	174
C.12	Film 12 : Barchane, barchanoïdes et extension longitudinale	175
D.1	Titan, un objet singulier	177
D.2	La surface de Titan	178

Bibliographie

- Allen, J. R. (1968). *Current ripples : Their relation to patterns of water and sediment motion*. North-Holland Pub. Co. [52](#)
- Andreotti, B. and Claudin, P. (2002). Selection of dune shapes and velocities. part 2 : A two-dimensional modelling. *ArXiv*. [30](#), [42](#), [44](#), [50](#), [56](#)
- Andreotti, B. and Claudin, P. (2007). Comment on "minimal size of a barchan dune". *Physical Review E*, 76(6) :63301. [22](#)
- Andreotti, B., Claudin, P., and Douady, S. (2002). Selection of dune shapes and velocities. part 1 : Dynamics of sand, wind and barchans. *ArXiv*. [64](#)
- Andreotti, B., Fourrière, A., Ould-Kaddour, F., Murray, B., and Claudin, P. (2009). Giant aeolian dune size determined by the average depth of the atmospheric boundary layer. *Nature*, 457(7233) :1120–1123. [30](#)
- Baas, J. H. (1999). An empirical model for the development and equilibrium of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46 :123–138. [42](#)
- Bagnold, R. A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Dover, Springer. [29](#), [34](#), [37](#), [82](#)
- Barnes, J. W., Brown, R. H., Soderblom, L., Sotin, C., Le Mouèlic, S., Rodriguez, S., Jaumann, R., Beyer, R. A., Buratti, B. J., Pitman, K., Baines, K. H., Clark, R., and Nicholson, P. (2008). Spectroscopy, morphometry, and photoclinometry of titan's dunefields from cassini/vims. *Icarus*, 195(1) :400. [26](#), [146](#)
- Belcher, D., Veverka, J., and Sagan, C. (1971). Mariner photography of mars and aerial photography of earth : some analogies. *Icarus*, 15 :241–252. [22](#)
- Boubin, G., Reffet, E., Lunine, J., Radebaugh, J., Lopes, R. M., and Team, C. R. (2005). Mapping and characterization of "cat scratches" on titan. In *Bulletin of the American Astronomical Society*, volume 37, page 723. [25](#), [26](#), [178](#)
- Bourke, M. C. (2009). Barchan dunes asymmetry : Observations from mars, earth and titan. *Icarus*. [30](#), [82](#), [150](#)
- Bourke, M. C., Balme, M., Beyer, R. A., Williams, K. K., and Zimbelman, J. (2006). A comparison of methods used to estimate the height of sand dunes on mars. *Geomorphology*, 81 :440 – 452. [23](#)
- Bourke, M. C. and Goudie, A. (2009). Varieties of barchan form in the namib desert and on mars. *Aeolian Research*. [30](#)
- Breed, C. S. (1977). Terrestrial analogs of hellespontus dunes mars'. *Icarus*, 30 :326–340. [22](#)

- Breed, C. S., Grolier, M. J., and McCauley, J. F. (1979). Morphology and distribution of common 'sand' dunes on mars - comparison with the earth. *JGR*, 84 :8183–8204. [22](#)
- Bristow, C., Bailey, S. D., and Lancaster, N. (2000). The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406(6791) :56–59. [29](#)
- Bristow, C. S. and Lancaster, N. (2004). Movement of a small slipfaceless dome dune in the namib sand sea, namibia. *Geomorphology*, 59 :189 – 196. [29](#)
- Claudin, P. and Andreotti, B. (2006). A scaling law for aeolian dunes on mars, venus, earth, and for subaqueous ripples. *Earth and Planetary Science Letters*, 252 :30. [22](#), [30](#)
- Cooke, R. U., Warren, A., and Goudie, A. (1993). *Desert geomorphology*. CRC. [29](#), [34](#), [82](#), [133](#)
- Cutts, J. A. and Smith, R. S. U. (1973). Eolian deposits and dunes on mars. *Journal of Geophysical Research*. [22](#)
- Dauchot, O., Lechenault, F., Gasquet, C., and Daviaud, F. (2002). "barchan" dunes in the lab. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences-Serie IIb-Mecanique*, 330(3) :185–192. [29](#)
- de M. Luna, M. C. M., Parteli, E. J. R., Duran, O., and Herrmann, H. J. (2009). Modeling transverse dunes with vegetation. *Physica A Statistical Mechanics and its Applications*, 388 :4205–4217. [82](#), [114](#)
- De Moraes Frankil, E. and Charru, F. (2007). Migration des dunes dans une conduite fermée. *AFM, Maison de la Mécanique*. [65](#)
- Diniega, S., Glasner, K., and Byrne, S. (2009). Long-time evolution of models of aeolian sand dune fields : Influence of dune formation and collision. *Geomorphology*, In Press, Corrected Proof :- [46](#)
- Duran, O. and Herrmann, H. J. (2006). Vegetation against dune mobility. *Physical Review Letters*, 97(18) :188001. [42](#), [82](#), [114](#)
- Duran, O., Schatz, V., Herrmann, H. J., and Tsoar, H. (2005). Transformation of barchans into parabolic dunes under the influence of vegetation. *ArXiv Condensed Matter e-prints*. [114](#)
- Elachi, C., Wall, S. D., Janssen, M., Stofan, E., Lopes, R. M., Kirk, R. L., Lorenz, R. D., Lunine, J., Paganelli, F., Soderblom, L. A., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S., and West, R. (2006). Titan radar mapper observations from cassini's t3 fly-by. *Nature*, 441(7094) :709–713. [25](#), [178](#)
- Endo, N., Kubo, H., and Sunamura, T. (2004). Barchan-shaped ripple marks in a wave flume. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(1). [29](#), [85](#)
- Ewing, R. C. and Kocurek, G. (2009). Aeolian dune-field pattern boundary conditions. *Geomorphology*, In Press, Corrected Proof :- [82](#)
- Fenton, L. K. and Hayward, R. K. (2008). Southern hemisphere dunes of mars : Morphology trends and climate change. In *Planetary Dunes Workshop*, pages 35–36. [30](#)

- Fenton, L. K., Toigo, A. D., and Richardson, M. I. (2005). Aeolian processes in proctor crater on mars : Mesoscale modeling of dune-forming winds. *Journal of Geophysical Research*, 110 :E06005. [22](#), [23](#), [30](#)
- Flasar, F. M. (1983). Ocean on titan ? *Science*, 221 :55–57. [178](#)
- Fulchignoni, M., Ferri, F., Angrilli, F., Ball, A. J., Bar-Nun, A., Barucci, M. A., Bettanini, C., Bianchini, G., Borucki, W., Colombatti, G., Coradini, M., Coustenis, A., Debei, S., Falkner, P., Fanti, G., Flamini, E., Gaborit, V., Grard, R., Hamelin, M., Harri, A. M., Hathi, B., Jernej, I., Leese, M. R., Lehto, A., Lion Stoppato, P. F., López-Moreno, J. J., Mäkinen, T., McDonnell, J. A. M., McKay, C. P., Molina-Cuberos, G., Neubauer, F. M., Pirronello, V., Rodrigo, R., Saggin, B., Schwingenschuh, K., Seiff, A., Simões, F., Svedhem, H., Tokano, T., Towner, M. C., Trautner, R., Withers, P., and Zarnecki, J. C. (2005). In situ measurements of the physical characteristics of titan’s environment. *Nature*, 438(7069) :785–791. [177](#)
- Gardin, E., Allemand, P., and Quantin, C. (2009). A global morphological study at high resolution on the dune fields on mars. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2510–+. [30](#)
- Gardin, E., Quantin, C., and Allemand, P. (2008). Dune fields on mars : Markers of climatic changes ? In *Planetary Dunes Workshop*, pages 37–38. [30](#), [149](#)
- Greeley, R. and Iversen, J. D. (1985). *Wind as a Geological Process*. Cambridge University Press, Cambridge. [30](#), [34](#), [35](#), [37](#), [45](#), [64](#), [151](#), [152](#)
- Hayward, R. K., Titus, T. N., Michaels, T. I., Colaprete, A., Verba, C. A., and Christensen, P. R. (2009). Aeolian dunes as ground truth for gcm and mesoscale modeling on mars. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1212–+. [23](#), [30](#), [149](#)
- Hersen, P. (2004a). *Morphogenèse et Dynamique des Barchanes*. PhD thesis, Université Paris VII. [29](#), [30](#), [40](#), [42](#), [43](#), [50](#), [51](#), [54](#), [55](#), [57](#), [64](#), [65](#), [66](#), [68](#), [85](#), [108](#), [152](#)
- Hersen, P. (2004b). On the crescentic shape of barchan dunes. *European Physical Journal B*, 37 :507–514. [30](#)
- Hersen, P. (2005). Flow effects on the morphology and dynamics of aeolian and subaqueous barchan dunes. *Journal of Geophysical Research*, 110 :F04S07. [29](#), [42](#), [50](#), [64](#), [65](#), [78](#)
- Hersen, P. and Douady, S. (2005). Collision of barchan dunes as a mechanism of size regulation. *Geophysical Research Letters*, 32(21) :L21403. [29](#), [42](#), [50](#), [64](#)
- Jackson, P. S. and Hunt, J. C. R. (1975). Turbulent wind flow over a low hill. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(430) :929. [29](#), [42](#), [44](#), [45](#), [51](#)
- Kerr, R. A. (1983). Frigid oceans for triton and titan. *Science*, 221. [178](#)
- Kroy, K., Sauermann, G., and Herrmann, H. J. (2002a). Minimal model for aeolian sand dunes. *Phys Rev E Stat Nonlin Soft Matter Phys*, 66 :031302. [30](#), [42](#), [43](#), [44](#)
- Kroy, K., Sauermann, G., and Herrmann, H. J. (2002b). Minimal model for sand dunes. *Phys Rev Lett*, 88(5) :054301. [30](#), [42](#), [44](#)

- Lacy, J. R., Rubin, D. M., Ikeda, H., Mokudai, K., and Hanes, D. (2007). Bed forms created by simulated waves and currents in a large flume. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 112 :C10018. [66](#), [82](#), [85](#)
- Lancaster, N. (1982). Linear dunes. *Progress in Physical Geography*, 6(4) :475–504. [17](#)
- Lancaster, N. (1989). *The Namib Sand Sea : Dune Forms, Processes and Sediments*. Taylor & Francis, 1ere edition edition. [146](#)
- Lancaster, N. (2006). Planetary science : Linear dunes on titan. *Science*, 312(5774) :702. [25](#), [26](#), [30](#)
- Lancaster, N., Nickling, W. G., and Cupp, K. (2009). Experimental studies of sand dune lee face processes. In *Geomorphology 2009*. [48](#)
- Langlois, V. and Valance, A. (2005). Formation of two-dimensional sand ripples under laminar shear flow. *Phys. Rev. Lett.*, 94(24) :248001. [42](#)
- Lee, J. H., Sousa, A. O., Parteli, E. J. R., and Herrmann, H. J. (2005). Modelling formation and evolution of transverse dune fields. *International Journal of Modern Physics C*, 16 :1879–1892. [85](#)
- Lima, A. R., Sauermann, G., Herrmann, H. J., and Kroy, K. (2002). Modelling a dune field. *Physica A Statistical Mechanics and its Applications*, 310 :487–500. [50](#)
- Livingstone, I. (1988). New models for the formation of linear sand dunes. *Geography*, 73(319) :105–115. [29](#)
- Livingstone, I., Wiggs, G. F. S., and Weaver, C. M. (2007). Geomorphology of desert sand dunes : A review of recent progress. *Earth-Science Reviews*, 80 :239–257. [34](#)
- Long, J. T. and Sharp, R. P. (1964). Barchan-dune movement in imperial valley, california. *Bulletin of the Geological Society of America*, 75(2) :149. [133](#)
- Lopes, R. M. C., Mitchell, K., Stofan, E., Lunine, J. I., Lorenz, R. D., Paganelli, F., Kirk, R. L., Wood, C. A., Wall, S. D., Robshaw, L., Fortes, A. D., Neish, C. D., Radebaugh, J., Reffet, E., Ostro, S. J., Elachi, C., Allison, M. D., Anderson, Y., Boehmer, R., Boubin, G., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Janssen, M. A., Johnson, W. T. K., Kelleher, K., Muhleman, D. O., Ori, G., Orosei, R., Picardi, G., Posa, F., Roth, L. E., Seu, R., Shaffer, S., Soderblom, L. A., Stiles, B., Vetrella, S., West, R. D., Wye, L., and Zebker, H. A. (2007). Cryovolcanic features on titan’s surface as revealed by the cassini titan radar mapper. *Icarus*, 186(2) :395–412. [28](#), [178](#), [179](#)
- Lorenz, R. D., Wall, S. D., Radebaugh, J., Boubin, G., Reffet, E., Janssen, M., Stofan, E. R., Lopes, R. M., Kirk, R. L., Elachi, C., Lunine, J., Mitchell, K., Paganelli, F., Soderblom, L. A., Wood, C., Wye, L., Zebker, H., Anderson, Y., Ostro, S., Allison, M., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Ori, G. G., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Johnson, W., Kelleher, K., Muhleman, D., Picardi, G., Posa, F., Roth, L., Seu, R., Shaffer, S., Stiles, B., Vetrella, S., Flamini, E., and West, R. (2006a). The sand seas of titan : Cassini radar observations of longitudinal dunes. *Science*, 72 :724–727. [25](#), [26](#), [30](#), [179](#)

- Lorenz, R. D., Wall, S. D., Reffet, E., Boubin, G., Radebaugh, J., Elachi, C., Allison, M., Anderson, Y., Boehmer, R., Callahan, P., Encrenaz, P., Flamini, E., Francescetti, G., Gim, Y., Hamilton, G., Hensley, S., Janssen, M. A., Johnson, W. T. K., Kelleher, K., Kirk, R. L., Lopes, R. M., Lunine, J., Mitchell, K., Muhleman, D. O., Ori, G., Orosei, R., Ostro, S. J., Paganelli, F., Picardi, G., Posa, F., Roth, L. E., Seu, R., Schaffer, S., Soderblom, L. A., Stiles, B., Stofan, E. R., Vetrella, S., West, R., Wood, C. A., Wye, L., and Zebker, H. (2006b). Radar imaging of giant longitudinal dunes : Namib desert (earth) and the belet sand sea (titan). *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, (1249). [25](#), [26](#), [28](#), [30](#)
- Lunine, J. I., Stevenson, D. J., and Yung, Y. L. (1983). Ethane ocean on titan. *Science*, 222 :1229–1230. [177](#)
- Narteau, C., Zhang, D., Rozier, O., and Claudin, P. (2009). Setting the length and time scales of a cellular automaton dune model from the analysis of superimposed bed forms. *Journal of Geophysical Research*. [30](#), [42](#)
- Nishimori, H. and Ouchi, N. (1993a). Computational models for sand ripple and sand dune formation. *International Journal of Modern Physics B*, 7 :2025–2034. [30](#)
- Nishimori, H. and Ouchi, N. (1993b). Formation of ripple patterns and dunes by wind-blown sand. *Physical Review Letters*, 71 :197–200. [30](#), [42](#)
- Noguchi, K., Nezu, I., and Sanjou, M. (2008). Turbulence structure and fluid-particle interaction in sediment-laden over developing sand dunes. *Environmental Fluid Mechanics*, 8(5). [65](#)
- Ouchi, N. B. and Nishimori, H. (1995). Modeling of wind-blown sand using cellular automata. *PRE*, 52 :5877–5880. [30](#), [85](#)
- Parteli, E. and Herrmann, H. (2007a). Saltation transport on mars. *Physical review letters*, 98(19) :198001. [42](#)
- Parteli, E. J. R., Duran, O., and Herrmann, H. J. (2006a). The shape of the barchan dunes in the arkhangelsky crater on mars. In Read, editor, *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, volume 37 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1827–+. [30](#)
- Parteli, E. J. R., Duran, O., and Herrmann, H. J. (2007a). Minimal size of a barchan dune. *Phys Rev E Stat Nonlin Soft Matter Phys*, 75 :011301. [22](#), [30](#), [42](#), [43](#)
- Parteli, E. J. R., Duran, O., and Herrmann, H. J. (2007b). Reply to “comment on ‘minimal size of a barchan dune’”. *PHYSICAL REVIEW E Phys Rev E*, 76 :063302. [22](#)
- Parteli, E. J. R., Duran, O., Tsoar, H., Schwämmle, V., and Herrmann, H. J. (2009). Dune formation under bimodal winds. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(52) :22085. [45](#), [51](#), [85](#), [136](#), [137](#)
- Parteli, E. J. R. and Herrmann, H. J. (2003). A simple model for a transverse dune field. *Physica A Statistical Mechanics and its Applications*, 327 :554–562. [85](#)
- Parteli, E. J. R. and Herrmann, H. J. (2007b). Dune formation on the present mars. *PRE*, 76(4) :041307–+. [30](#)
- Parteli, E. J. R., Schwämmle, V., Herrmann, H. J., Monteiro, L. H. U., and Maia, L. P. (2006b). Profile measurement and simulation of a transverse dune field in the lençois maranhenses. *Geomorphology*, 81 :29–42. [85](#)

- Pelletier, J. D. (2009). Controls on the height and spacing of eolian ripples and transverse dunes : A numerical modeling investigation. *Geomorphology*, 105 :322 – 333. [42](#), [85](#)
- Pye, K. and Tsoar, H. (1990). *Aeolian sand and sand dunes*. Chapman and Hall. [14](#), [82](#)
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Farr, T., Paillou, P., Savage, C., and Spencer, C. (2009). Linear dunes on titan and earth : Initial remote sensing comparisons. *Geomorphology*, In Press, Corrected Proof :-. [26](#)
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Kirk, R. L., Lunine, J. I., Stofan, E. R., Lopes, R. M. C., and Wall, S. D. (2007). Mountains on titan observed by cassini radar. *Icarus*, 192(1) :77–91. [178](#)
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Lunine, J., Wall, S. D., Boubin, G., Reffet, E., Kirk, R., Lopes, R., Stofan, E., Soderblom, L., et al. (2006). Longitudinal dunes on titan as indicators of regional and local winds. In *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006*. [25](#), [30](#)
- Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Wall, S. D., Boubin, G., Reffet, E., Kirk, R. L., Lopes, R. M., Stofan, E. R., Soderblom, L. A., et al. (2008). Dunes on titan observed by cassini radar. *Icarus*, 194(2) :690–703. [25](#), [26](#), [28](#), [30](#), [146](#), [178](#), [179](#)
- Reffet, E., Boubin, G., Lunine, J., Radebaugh, J., Lopes, R. M., and Team, C. R. (2005). Volcanic features on titan : Interpretation of cassini radar data. In *Bulletin of the American Astronomical Society*, volume 37, page 726. [178](#)
- Reffet, E., Courrech Du Pont, S., Hersen, P., Douady, S., and Fulchignoni, M. (2008). Longitudinal dunes on titan : A laboratory approach. In *Planetary Dunes Workshop*, pages 58–59. [85](#)
- Rognon, P., Segalen, L., and de Rafélis, R. (2008). Mars, des dunes insolites. *Pour La Science*, (374). [22](#), [30](#)
- Rubin, D. M. (1990). Lateral migration of linear dunes in the strzelecki desert, australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15(1). [29](#), [102](#)
- Rubin, D. M. and Hesp, P. (2009). Multiple origins of linear dunes on earth and titan. *Nature Geoscience*, 2(9) :653–658. [82](#), [146](#)
- Rubin, D. M. and Hunter, R. E. (1985). Why deposits of longitudinal dunes are rarely recognized in the geologic record. *Sedimentology*, 32(1) :147–157. [29](#)
- Rubin, D. M. and Hunter, R. E. (1987). Bedform alignment in directionally varying flows. *Science*, 237(4812) :276–278. [82](#), [85](#), [88](#), [91](#), [93](#), [95](#), [102](#), [153](#)
- Rubin, D. M. and Ikeda, H. (1990). Flume experiments on the alignment of transverse, oblique and longitudinal dunes in directionally varying flows. *Sedimentology*, 37 :673–684. [29](#), [66](#), [82](#), [85](#), [88](#), [91](#), [95](#), [152](#)
- Rubin, D. M., Tsoar, H., and Blumberg, D. (2008). A second look at western sinai seif dunes and their lateral migration. *Geomorphology*, 93 :335–342. [29](#), [102](#)
- Sagan, C., Veverka, J., Fox, P., Dubisch, R., Lederberg, J., Levinthal, E., Quam, L., Tucker, R., Pollack, J. B., and Smith, B. A. (1972). Variable features on mars : preliminary mariner 9 television results. *Icarus*, 17 :346–372. [22](#)

- Sauermann, G. (2001). *Modeling of Wind Blown Sand and Desert Dunes*. PhD thesis, Universitat Stuttgart. 29, 42, 44
- Sauermann, G., Kroy, K., and Herrmann, H. J. (2001). Continuum saltation model for sand dunes. *PRE*, 64(3) :031305. 30, 44
- Schatz, V. and Herrmann, H. J. (2006). Flow separation in the lee side of transverse dunes : A numerical investigation. *Geomorphology*, 81 :207. 46
- Schwämmle, V. and Herrmann, H. J. (2003a). A model of barchan dunes including lateral shear stress. *ArXiv Condensed Matter e-prints*. 30
- Schwämmle, V. and Herrmann, H. J. (2003b). Modelling transverse dunes. *ArXiv Condensed Matter e-prints*. 85
- Silvestro, S., Fenton, L. K., Michaels, T. I., and Ori, G. G. (2009). Complex dark dune fields in noachis terra, mars. relationship between morphologies and wind regimes. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1862–+. 23, 149
- Silvestro, S., Fenton, L. K., and Ori, G. G. (2008). Complex dunes in the southern hemisphere of mars : Age and wind regimes. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 39 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1893–+. 30
- Soderblom, L. A., Kirk, R. L., Lunine, J., Anderson, J. A., Baines, K. H., Barnes, J. W., Barrett, J. M., Brown, R. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., et al. (2007). Correlations between cassini vims spectra and radar sar images : Implications for titan’s surface composition and the character of the huygens probe landing site. *Planetary and Space Science*, 55(13) :2025–2036. 26, 146
- Taniguchi, K. and Endo, N. (2007). Deformed barchans under alternating flows : Flume experiments and comparison with barchan dunes within proctor crater, mars. *Geomorphology*, 90 :91–100. 29, 82
- Tokano, T. (2007). Near-surface winds at the huygens site on titan : Interpretation by means of a general circulation model. *Planetary and Space Science*, 55(13) :1990. 28, 148
- Tokano, T. (2008). Dune-forming winds on titan and the influence of topography. *Icarus*, 194(1) :243. 28, 30, 148
- Tokano, T., Ferri, F., Colombatti, G., Mäkinen, T., and Fulchignoni, M. (2006). Titan’s planetary boundary layer structure at the huygens landing site. *Journal of Geophysical Research*, 111 :E08007. 28
- Tokano, T. and Neubauer, F. M. (2002). Tidal winds on titan caused by saturn. *Icarus*, 158(2) :499. 27
- Tsoar, H. (1983a). Deflection of sand movement on a sinuous longitudinal (seif) dune : use of fluorescent dye as tracer. *Sedimentary Geology*, 36 :25–39. 29, 82
- Tsoar, H. (1983b). Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. *Sedimentology*, 30 :567–578. 82

-
- Tsoar, H. (1990). New models for the formation of linear sand dunes - a discussion. *Geography*, 73(319) :105–115. [29](#)
- Tsoar, H., Blumberg, D. G., and Stoler, Y. (2004). Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology*, 57 :293 – 302. [29](#), [102](#)
- Tsoar, H., Wilson, G. R., Coquilla, R. V., White, B. R., and Greeley, R. (1997). Wind-flow over seif dune models - implications for mars. *LPSc*. [82](#)
- Valance, A. (2005). Formation of ripples over a sand bed submitted to a turbulent shear flow. *European Physical Journal B*, 45 :433–442. [42](#)
- Valance, A. and Langlois, V. (2005). Ripple formation over a sand bed submitted to a laminar shear flow. *European Physical Journal B*, 43 :283–294. [42](#)
- Various-Authors, T. C.-H. M. (2005a). *The Cassini-Huygens Mission : Orbiter In Situ Investigations*. Springer London, Russell. [25](#), [178](#)
- Various-Authors, T. C.-H. M. (2005b). *The Cassini-Huygens Mission : Orbiter Remote Sensing Investigations*. Springer, Russell. [25](#), [26](#), [178](#)
- Various-Authors, T. C.-H. M. (2005c). *The Cassini-Huygens Mission : Overview, objectives, and Huygens instrumentarium*. Kluwer Academic Pub, Russell. [25](#), [178](#)
- Vetterling, W. T. and Flannery, B. P. (2002). *Numerical Recipes in C++ : The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, Press, William H. and Teukolsky, Saul A., 2 edition. [49](#), [53](#), [57](#)
- Wang, X., Dong, Z., Qu, J., Zhang, J., and Zhao, A. (2003). Dynamic processes of a simple linear dune—a study in the taklimakan sand sea, china. *Geomorphology*, 52 :233–241. [82](#)
- Werner, B. T. (1995). Eolian dunes : Computer simulations and attractor interpretation. *Geology*, 23 :1107–+. [30](#), [42](#), [82](#), [85](#)